





CONSEIL INTERNATIONAL DES UNIONS SCIENTIFIQUES  
INTERNATIONAL COUNCIL OF SCIENTIFIC UNIONS

UNION GÉODÉSIQUE ET GÉOPHYSIQUE INTERNATIONALE  
INTERNATIONAL UNION OF GEODESY AND GEOPHYSICS

# Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology

Bulletin de l'Association Internationale  
d'Hydrologie Scientifique

N° 20

DÉCEMBRE 1960

DECEMBER 1960

Bulletin paraissant 4 fois par an

Published on behalf of

THE INTERNATIONAL ASSOCIATION OF SCIENTIFIC HYDROLOGY  
by

CEUTERICK

153, RUE DE BRUXELLES

LOUVAIN (Belgium)





# I. PROPOS DE L'ÉDITEUR

## I. THE EDITOR'S COLUMN

1. Nous avons reçu l'expression de quelques désirs au sujet de la présentation de notre bulletin. Nous en remercions ceux qui ont bien voulu nous les présenter et nous en tiendrons compte.

2. Le Secrétaire nous a fait part des réactions favorables de trois ou quatre comités nationaux à la demande qu'il leur avait adressée de recueillir des abonnements et des études et de s'occuper de la publicité. Nous espérons que d'autres comités nationaux répondront nombreux dans le même sens, et nous remercions tous ceux qui veulent bien s'occuper de cette tâche ingrate.

3. Le présent numéro, vous donne une idée de ce que nous voudrions vous présenter continuellement dans l'avenir. Nous publions sept études scientifiques inédites, les comptes-rendus de la Commission des Eaux de surface et les nouvelles habituelles de l'Association (peu nombreuses cette fois) et des organisations avec lesquelles nous avons certaines relations. Certaines des études publiées auraient normalement dû être imprimées avec les Rapports d'Helsinki : elles ont arrivées tardivement, mais leur intérêt est tel qu'elles ont été accueillies dans le bulletin.

4. Le Secrétaire me demande de bien vouloir attirer l'attention sur le «Colloque sur les Ressources en Eaux Souterraines en Zones Arides». Nous reproduisons quelques indications relatives à ce colloque.

5. Le prochain Bulletin contiendra les

1. We have received several suggestions as to the arrangement of our Bulletin and thank those who have kindly made them. We shall take note of them.

2. The Secretary has informed us of the favorable reactions of three or four national committees to the request which he had addressed to them for the collection of subscriptions and of articles for publication and canvassing for advertisements. We hope that numerous other national committees will respond in the same manner and we thank all those who kindly accept this unwelcome task.

3. The present issue gives you an idea of what we should like to give you continually in the future. We publish seven scientific articles not previously made public, the Assembly proceedings of the Surface Water Commission and the usual news items of the Association (few in number this time) and of the Organisations with which we have connexions. Some of the published articles would normally have been printed amongst the Helsinki Papers; their arrival was delayed but their interest was such that they have been included in the Bulletin.

4. The Secretary asks me to draw attention to the Symposium on Groundwater Resources in Arid Zones. We reproduce in this issue some of the details of this symposium.

5. The next issue will contain the minu-

Comptes-Rendus des réunions du Conseil et des Assemblées Générales de l'AIHS à Helsinki. On y trouvera également le texte des résolutions et recommandations ainsi que celui des sujets à préparer pour l'Assemblée Générale prochaine.

6. A la demande de notre Président, nous publions une sorte de calendrier aide-mémoire des délégués principaux. Nous espérons qu'ils apprécieront cette innovation.

tes of the meetings of the Council and General Assemblies of IASH at Helsinki. There will be found there also the text of the resolutions and recommendations added, as well as a list of the subjects to be studied for the next General Assembly.

6. At the request of our President we publish a kind of diary of events to jog memories of leading delegates.

We hope that they will appreciate this innovation.

G. TISON  
Brusselle Steenweg 1  
Ledeberg  
Belgium

## II. PARTIE SCIENTIFIQUE

## II. SCIENTIFIC PART

### ASSEMBLÉE D'HELSINKI

### COMPTE-RENDU DES TRAVAUX DE LA COMMISSION DES EAUX DE SURFACE

#### I. COLLOQUE SUR LES SÉCHERESSES ET DÉBITS DE BASES

SÉANCE DU 26 JUILLET — APRÈS-MIDI

*Président*: Monsieur SERRA

*E. INDRI*: Low Water Flow curves for some Streams in the Venetian Alps.

*Discussion*: Intervention de Monsieur REMENIERAS

Monsieur REMENIERAS remarque que pour utiliser les courbes de tarissement au calcul de la réserve globale en eau souterraine du bassin considéré il faut, ajouter au jour le jour à la courbe de tarissement observée tout ou partie de l'évaporation totale sur les dits bassins; t-on tracé des courbes de tarissement ainsi corrigées? Cette correction diminue-t-elle la dispersion des points observés autour de la courbe «moyenne»?

Du fait de l'absence de M. Indri, il n'est pas répondu à ces questions.

*S.N. KRITSKY and M.F. MENKEL*: Methods of quantitative estimation of lingering Droughts on rivers.

*L. LASZLOFFY*: Examen des Basses Eaux. Présenté par M. Szesztay.

*Discussion*: Intervention de Monsieur A. VOLKER

Quelle est la fréquence des débits d'étiage reportés dans la dernière diapositive?

*Réponse*:

In determining probability (average return period) of the low water, several empirical formulas were tested. The results presented were calculated mostly by the formula  $p = m : + 1$  (Explanation of symbols in the text of the report included).

*Discussion*: Intervention de Monsieur RODIER

Dans le même esprit que la question de Monsieur VOLKER, je voudrais demander quelles



étaient les longueurs des périodes d'observation à partir desquelles avaient été déterminées empiriquement les périodes de retour des courbes qui nous ont été présentées.

*Réponse :*

The length of the investigated periods was 20 — 25 years at least. In case of the Budapest station on the Danube River the data of the 1920 — 55 years, and in case of the Tisza River that of the 1936 — 55 periods was involved.

3. *N.A. BARANOFF and A.N. POPOFF*: Calculation of the minimum Run-off in unexplored Rivers of the Soviet Union.

*P.J. WEMELSFELDER* : La persistance des débits d'un fleuve.

*Discussion : Intervention de Monsieur J.E. NASH*

In case of short periods, I think the formula  $12 A (\frac{1}{2})^{p+1}$  does not apply. From this should suppose one must take a total number of months  $12 A - (p + 1)$  or something like that. Moreover some definition is required of the manner of counting occurrences.

*Réponse :*

It must be kept in mind that the formula  $12 A (\frac{1}{2})^{p+1}$  applies only exactly to a number of months  $12 A$  being infinitely great in comparison with the greatest persistency  $p$ . In practice we have periods with a beginning and an end. We never know the time length of any persistency already en marche at the beginning of the period, nor do we know the time length of any persistency at the end of the period, being perhaps not yet finished.

If we neglect however both ends the total length of the period is somewhat reduced, but the counting of the persistencies gives no uncertainty.

Secondly the system of counting only applies, if the longest persistencies we are interested in, have occurred 3 times or more. In order to this in table 1 and 2 we added the numbers of the longer persistencies and paid no special attention to the isolated values, those being typically of a statistic character.

*Discussion : Intervention de Monsieur KASSER*

Le bassin du Rhin à Rheinfelden est de l'ordre d'environ 35.000 km<sup>2</sup>. Le pouvoir de rétention dans l'eau souterraine est relativement petit. La tendance à la conservation des débits à l'échelle jusqu'à environ 2 mois est la suite surtout de la rétention dans les lacs. Entre autres nous utilisons cet élément pour nos prévisions.

*Réponse :*

As to physical causes of persistency I guess, that the lakes have only importance of second order. Between Basel and Lobith there are no lakes at all. Nevertheless the discharge shows considerable persistency, even of a greater magnitude as the discharge of the catchment area above Rheinfelden with quite a lot of lakes.

And even in Switzerland the lakes may not be regarded as the main cause of persistency. The mean discharge of the Rhine at Lobith is about 2.200 m<sup>3</sup>/sec, the mean value of the discharge of all months is to be regarded as 1.600 m<sup>3</sup>/sec. So the mean deficit of the months is 600 m<sup>3</sup>/sec. The storage of the lakes may be regarded to be as great as area times yearly mean amplitude of the lake levels. This amount of water is only sufficient to supply the just mentioned deficit during one month.

The mean length of the persistencies amounts to 17 months. So groundwater storage may be of an importance several times greater as all lakes together.



*Discussion : Intervention de Monsieur S. el Zein*

The discharges of the Blue Nile (a tributary of the R. Nile) were taken for the periods 1905-1956. The total discharge for each year was calculated. The discharge for the flood months of July, August, September and October each year were added up being the total for flood.

The ratio between the total of the four months of flood to the total for each year was arrived at. It was found to be varying from 80-86% of the total, the average being 83%. This is in agreement with Mr. Wemelsfelder calculation figure of 83%.

*Réponse :*

I agree with you that this may be regarded as one of the characteristics of persistency. I was (beyond the text of the printed paper) speaking about a correlation between the discharge of a given month and that of proceeding month of 83%. Perhaps your method of calculation may have been somewhat different, but nevertheless the result shows the same tendency, which is of importance, for the Nile is a river quite different from the Rhine.

*Discussion : Intervention de Monsieur J.P. BRUCE*

Has the factor of persistency as it varies with drainage basin size been investigated; for it would seem that the persistency would be great for a large basin (with large stuaage) and small for a small basin?

*Réponse :*

We may consider the mean duration of persistencies as a characteristic value. Really this mean duration is much less for Rheinfelden (35.000 km<sup>2</sup>) as it is for Lobith (160.000 km<sup>2</sup>). So this confirms to some extend your supposition. Of course this needs affirmation from evidence of other catchment areas. But we have not yet extended our research to other rivers.

La séance est levée à 19 h.

DEBITS DE BASE ET SECHERESSES

SÉANCE DU 27.07.60 — MATIN

Président : Monsieur VOLKER.

Étaient présents Messieurs :

KRUL W.F.M.J.	Netherlands	DEIJ L.J.L.	Netherlands
LUNDAGER JENSEN J.	Denmark	LINSLEY K. Ray	U.S.A.
VAL Alberto	Uruguay	NYBRANT G.	Sverige
TONINI Tino	Italia	TODD K. David	U.S.A.
CANALI Lamberto	Italia	GRAHL	Germany D.R.
TRICART Jean	France	MEIER F. Mark	U.S.A.
RODIER Jean	France	FRIEDRICH	Germany F.R.
BRUGGEMAN Albert	Holland	GRUNOW Johannes	Germany F.R.
WEMELSFELDER P.J.	Holland	O'DONNELL T.	U.K.
EL ZEIN S.	Sudan	BOLLMANN Johannes	Germany D.R.
SUTCLIFFE J.V.	U.K.	KORTUM Fr.	Germany D.R.
SNIJDER F. Franklin	U.S.A.	LYSHED J.M.	Danmark
DUMITRESCU Valerin	R.P. Roumanie	CLARK R.H.	Canada
MANDEL S.	Israel	VIBERT A.M.	France
NÖRING Friedrich	Germany	NASH J.E.	Great Britain
WALKE C.L.R.	U.S.A.	STELCZER K.	Hungary

SZESZTAY K.	Hungary	MANN, J.F. JR	U.S.A.
GUILLOT P.	France	HENNING	Germany D.R.
HARBECK G.E. JR.	U.S.A.	KASSER Peter	Schweiss
KELLER R.	Germany	VÖLK J.	Germany F.R.
FRODE Ebert	Denmark	LANGBEIN W.B.	U.S.A.
JOHNSON A. Edward	U.S.A.	APPLEBY F.V.	U.K.
GHERARDELLI L.	Italia	SCHUBERT Wim	Germany D.R.
HIRSCH A.R.	France	ALLAN Sirén	Finlande
RÉMÉNIÉRAS G.	France	SCHMORAK Sofia	Israel
SERRA Louis	France	BRUCE J.P.	Canada
WARTENA L.	Holland	LAYCOCK A.H.	Canada
SANTING G.	Holland	BÖZSÖNY D.	Hungary
RANGELEY W.R.	U.K.	UBELL K.	Hungary
ACKERMAN W.C.	U.S.A.	SIMOJOU H.	Finland
WILSON Ralph	U.S.A.	LUGIEZ F.	France
DIACONU C.	R.P. Roumanie	BENTON G.S.	U.S.A.
MATTHES G.	Germany, Fed. R.	WALLEN C.C.	Sweden
SCHOELLER H.	France	VALMARI A.	Finland
LEBRICHT	U.S.A.	VOLKER A.	Holland
WOLF O. Peter	U.K.	HORST Andrae	Germany D.R.
KOHLER A. Max	U.S.A.	MANSSELL-MOULLIN	Great Britain
DURUM W.H.	U.S.A.		

J.V. SUTCLIFFE and W.R. RANGELEY: Variability of Annual River Flow related to Rainfall Records.

*Discussion : Intervention de Monsieur RÉMÉNIÉRAS*

En France dans la majeure partie des cas le «déficit d'écoulement» (différence entre Apports et Ecoulement sur une *longue période*) présente dans une même région géographique une moindre *dispersion* que le «coefficient de ruissellement»  $\left( \frac{\text{Écoulement}}{\text{Apport}} \right)$  En est-il de même pour les bassins étudiés par les auteurs?

*Réponse :*

By comparing total rainfall with total runoff directly in graphical form, the loss from the whole catchment was in fact studied rather than the «runoff coefficient». In the case of the Tana the loss is greater in years of high rainfall because the potential loss is greater than rainfall over the lower part of the catchment.

*Discussion : Intervention de Monsieur RODIER*

Nous avons constaté également dans les régions occidentales de l'Afrique que pour les régions où les précipitations annuelles dépassent largement l'évapotranspiration potentielle (cas du Tougario) le déficit d'écoulement est à peu près constant et il y a intérêt à l'utiliser. Mais dans le cas inverse, (cas de la Tana river) il est préférable d'utiliser le coefficient d'écoulement.

*Discussion : Intervention de Monsieur SZESZTAY*

In composing yearly precipitation indices it seems advisable sometimes to take into account the areal and monthly differences in runoff conditions. Precipitations data of different stations and of different months are to be calculated with different weighting numbers in the yearly index. Was there any attempts for such weighting of the precipitation data?



*Discussion : Intervention de Monsieur M.A. KOHLER*

I think the previous question concerned the break-down of annual precipitation into months, or at least seasons, to estimate annual runoff. This will improve the correlation in areas where the effectiveness of precipitation varies with season. I would agree, however, that ten years of data are hardly sufficient to consider even seasonal precipitation, since we would then have only final degrees of freedom remaining.

*Réponse :*

(Sur l'intervention de Messieurs Szesztay and Kohler).

In the case of the Iana, the rainfall is markedly seasonal and is concentrated in two short periods, so the effectiveness of precipitation probably varies little from year to year. For the Tongarino an attempt was made to compare monthly rainfall and runoff, and little seasonal variation in loss was noted, which may perhaps be attributed to the small seasonal range of climate. In each case the variations appeared to be homogeneous with respect to position and therefor the stations were given equal weight.

*Discussion : Intervention de Monsieur S. el Zein*

(a) The two catchments are different geologically and in rainfall patterns — the one volcanic and the other not so.

(b) Run-off is different in both catchments being much smaller in East Africa than in New Zealand.

Therefor accuracy of measurement will make a lot of difference espacially in E. Africa figures.

(c) the question of subsoil water in New Zealand is important.

*Réponse :*

The upper part of the Tana catchment apparently contributes nearly all the runoff, and runoff forms a large proportion of the rainfall on the mountains, where the geology provides perennial flow. The results suggest that the accuracy of measurement in East Africa is quite adequate for comparison. In both cases comparison of rainfall and runoff suggested that over-year natural storage was small.

C. RUSSEL and E.M. RASMUSSEN : Extended low Flow forecasting operations on the Mississippi River.

Présenté par Monsieur Max KOHLER

*Discussion : Intervention de Monsieur H.G. WILM*

The precision of these low-water forecasts depends very largely on the precision of the long-range precipitation forecasts in the depletion period. Can you say what are the fiducial limits of these long-range forecasts — say at a 1/10 probability level?

*Réponse :*

I am sorry I cannot answer that question as I believe the information is not included in the paper.

*Discussion : Intervention de Monsieur J.P. BRUCE*

Have 30-day precipitation forecasts been used to try to improve the river forecast with those based on climatological means of precipitation?

*Réponse :*

There is no indication in the paper that the 30-day precipitation forecasts have been tested



in conjunction with the «most-probable» low-flow procedure. The precipitation forecasts are directly applicable to the purpose and I am sure such tests will be made. I should point out that the procedure for predicting the most probable flow 28-days level which is described in the paper has not been applied to the present time.

*Discussion : Intervention de Monsieur SERRA*

J'ai cru comprendre — en raison de ma connaissance imparfaite de l'anglais — qu'il s'agissait de prévisions de *débit minimum* dans laquelle n'intervenaient que les précipitations. A-t-on examiné l'influence de la température? Il se peut en effet qu'au cours de la «période de prévision» il se produise une forte baisse de température pouvant provoquer une baisse des débits allant au-dessous du minimum prévu.

*Réponse :*

Ce point a été examiné. Les prévisions sont effectivement mauvaises s'il se produit une période de gel important sur le bassin.

*Discussion : Intervention de Monsieur RÉMÉNIÉRAS*

A-t-on procédé au contrôle des prévisions au moyen de tests statistiques? Lesquels? Quels sont les résultats de ces contrôles dans le cas :

- a) d'une période sans pluie?
- b) d'une période avec pluie?

*Réponse :*

Tests were made and the results are presented in the published paper. I did not cover them in detail here because of the limited time available. Briefly, the average error was found to be 33% when assuming normal precipitation and 25% when using observed precipitation.

*Discussion : Intervention de Monsieur VIBERT*

Monsieur Vibert demande au conférencier quel est l'ordre de grandeur de la différence constatée entre la prévision et l'observation réellement faite : dans le temps et dans l'amplitude des phénomènes.

*Réponse :*

As I stated before, reliability tests are discussed in the published paper and I don't believe we should take the time to describe them here.

*Discussion : Intervention de Monsieur LANGBEIN*

A good deal of time may be required to develop the first coaxial correlation in a region but with this experience, the time required for future applications decreases readily. The same kind of thing affects the number of degrees of freedom. There is a marked degree of conservation among the rainfall — runoff relations in a given region.

*Discussion : Intervention de Monsieur J.E. NASH*

(1) The development of a coaxial correlation is probably very difficult and a measure of error of estimate is not obtained. Would it not be possible to write down the general equation represented by such a relation and by transforming to determine the constants by a linear regression analysis?

(2) Would a direct measure or calculation of soil moisture storage not improve the correlation?

*Réponse :*

(1) It is usually possible to derive an equation which adequately represents a derived

coaxial relation, but one usually finds that the equation cannot be in least-squares analysis. Coaxial correlations are time-consuming, but an experimental analyst can obtain good results in reasonable time — particularly when performing a number of correlations of similar type.

(2) Perhaps reliable soil-moisture observations would improve the results, but we would need consistent reliable data for a number of years. Such data are not generally available. Our present research in rainfall-runoff relations is directed toward the use of soil-moisture data derived through basin accounting techniques, and results along these lines are promising.

*ALLAN SIREN : Occurrence of Low Discharge Periods in Rivers in Finland*

*Discussion : Intervention de Monsieur SZESZTAY*

In the investigation of the relation between precipitation and runoff it is a very important factor the *time-lag* in which variations in precipitation may be observed in the runoff hydrograph. Time-lag is controlled mainly by storage effects. Finland has natural condition — the best on the Earth perhaps — for investigating the effect of surface storage on time-lag. Mr. SIREN has very interesting works in that field in qualitative sense. Was there any attempts to investigate this relation between lake percentage of the catchment area and time lag in qualitative sense.

*Réponse :*

This is a very tedious task, which has given us much work. (It is to be noted, that-for instance -in Vuoksi river with a drainage area of 61.000 km<sup>2</sup>, the biggest in our country, and with a very high Lake percentage (almost 20%) the quotient discharge is logging 3 ½ months behind of the end of snow melt. In Kemijoki river, with the next biggest drainage area (57.000 km<sup>2</sup>) but with a lake percentage of only 2,9% the time-lag is about 2 weeks only.

*M. VISENTINY : Les grands étiages du Po.*

*B. BLACOGAVIC: Drought Classification Mutual relationship of the atmospheric and soil droughts.*

*S.N. KRITSEY and M.F. MENKEL: The utilisation of Water Resources of Rivers in Arid Zones;*

*G. TISON Jr. : Coefficients d'écoulement et perméabilité — Courbes de Tarissement.*

*Discussions : Intervention de Monsieur RODIER*

L'auteur a trouvé la raison de l'écart entre le déficit d'écoulement des stations des plateaux batékés (sables du Kalakari) et le déficit, calculé à partir des formules de Wundt et de Turc. Il y a également une autre cause à certains écarts : les très fortes pentes : cas du Wouri et du Konkouré conduisant à un déficit plus faible que le déficit de Wundt et au contraire les très faibles pentes qui conduisent à un déficit plus fort.

*Discussion : Intervention de Monsieur RODIER*

Dans le cas précis des cours d'eau des plateaux batékés, on ne peut pas parler de variations sensibles de H. Il s'agit de coudes perméables de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. La perméabilité superficielle est telle que sur bassins expérimentaux par exemple la crue décennale est de 60l/sec × km<sup>2</sup> pour une averse de 130 mm en 3 ou 4 heures. Pour les grands cours d'eau le rapport entre maximum annuel et étiage est souvent compris entre 1,15 et 1 30.

*Discussion : Intervention de Monsieur VAL ALBERTO*

Il est à remarquer que, comme pour l'Ogooué par exemple la pente du bassin a certaines influences dans l'infiltration et par conséquence dans la dispersion des points dans la partie supérieure des diagrammes 1 et 2.

Il semble donc bien qu'il y a quelque relation entre la pente et la dite dispersion.

*Réponse :*

Il est certain que la perméabilité n'est pas le seul élément qui intervient pour provoquer des écarts entre les coefficients d'écoulement calculés et ceux observés. Ces autres éléments (on a cité la pente, mais il y en a d'autres comme la couverture végétale) sont d'ailleurs la cause de la dispersion des valeurs des coefficients observés. Les compléments de Monsieur Rodier relatifs au Wouri et au Konkouré sont particulièrement intéressants car ils permettent d'expliquer ce que la perméabilité ne parvenait pas à faire.

*J. ZSUFFA :* La prévision à longue échéance du débit des Rivières de la Hongrie en périodes sèches.

*Discussion : Intervention de Monsieur VIBERT*

La méthode paraît avoir donné des résultats très satisfaisants pour la première partie de courbe relative à l'année 1959. En revanche elle accuse des différences sérieuses dans la seconde partie. L'auteur a-t-il trouvé une explication valable de cette différence.

*Réponse :*

Forecasts prepared at 15 th April are based on the assumption, that average summer precipitation will be followed. When, and till that is the case forecasts proves usually fairly good. In care of extreme high summer precipitation, low waters observed may occure considerably higher than the forecast as in the right part of the figure under question. Extreme weather conditions in the summer months may be taken in account by preparing a new corrected forecast for further summer months.

*Discussion : Intervention de Monsieur TONINI*

On se demande si dans des recherches hydrologiques il est nécessaire de pousser si loin l'interprétation mathématique comme l'a fait l'Auteur qui a employé les séries de Fourier jusqu'à  $A^n$  coefficient.

*Réponse :*

I am here as reporter and not as author. My own opinion agrees very closely with the contribution of Professor TONINI. The relations — clothed by Mr. ZSUFFA in analytical appearance — may be expressed of course also in graphical form. Moreover, the relations are determined mostly graphically and expressed only afterwards analytically. However — if physical meaning of the analytical formulas is clean — such forms of expression may be useful for persons who prefer analytical expressions.

*Discussion : Intervention de Monsieur M. LUGIEZ*

La méthode exposée paraît intéressante pour des bassins de superficie relativement importante.

Des essais ont-ils été tentés sur des bassins d'étendue plus faible?

*Réponse :*

The method was applied to 4 catchment areas in Hungary up to date. The lower limit of the extension of the catchment areas, if applicability is concerned, may be in climatic con-



dition of Hungary about 1000-1.500 sq. km. These limiting value may varies however considerably with climatic and physiographic conditions.

*M.J. LVOVITCH*: Changes in the River Run-Off in Arid Regions under the influence of Agriculture.

*E.A. JOHNSON and G.H. MEGINNIS*: Effect of altering forest vegetation on low flows on small Streams.

*Discussion : Intervention de Monsieur WARTENA*

Did the speaker make also research after the evaporation of leaf forest. In Holland I was able to make a comparison of the evaporation of pine forest and oakforest. Due to the fact that the oaktrees are a big part of the year without leaves it is reasonable that the evaporation is much lower, however this also depends on the kind of vegetation under the trees. In the particular Outch circumstances the evaporation of the oakforest was to 30% lower than of pineforest. Did you find in the different climates in Carolina comparable results?

*Réponse :*

The Coweeta Data uses as a measure of increase the change in relationship between treated and control watersheds after treatment. This analysis shows an effect by vegetation but it throws little light on *why* the change occurred. On the assumption that evaporation and interception were not greatly altered for the first year after cutting, watershed 17-13, because of the effect of the felled trees, it was considered this increase in streamflow represented water that would normally have been transpired by vegetation.

U.S Forest Service studies indicate at the end of the growing season the soil moisture deficit is almost the same for a fully stocked oak (*Quercus*) and pine (*Pinus*) stand.

Watershed studies are now underway at the Coweeta Hydrologic Laboratory for comparing evapotranspiration of pine (*Pinus Strobus*) and old growth mountain-hardwood. During 1957-1958 two watersheds were planted to pine. Data is being obtained on change in streamflow and water losses as the conifer plantation develops.

*R.W. BAILEY and OTIS L. COPCLAND jr.*: Low Flow Discharges and Plant Cover relations on two Mountain Watersheds in Utah.

*A.I. TCHEEOTAREV & M.S. PECTAOJEV*: The account of Run-Off Characteristics in the Arid Regions of the U.R.S.S. in Hydrological Design.

*A.M. KORVATOV & O.V. POPOV*: The regulation of the formation of Low Flow.

*RODIER*: Extension de la Sécheresse Exceptionnelle observée en 1958 dans les régions équatoriales.

*Discussion : Intervention de Monsieur L. WARTENA*

Did you make an effort to calculate the evaporation of the particular catchment areas? It must be possible to calculate the river discharges in this way. Of course the evaporation differs from the potential evaporation and from year to year. With synoptical data, with data about depth and hydraulic conductivity of soil and kind of vegetation it might be possible to make an actual evaporation calculation.

Though the relative evaporation differences are small, the actual differences are important, causing high relative differences in run-off.

#### *Discussion : Intervention de Monsieur WARTENA*

Dans le cas présent la sécheresse ne résulte pas d'une valeur exceptionnelle de l'évapotranspiration, qui d'ailleurs dans ces régions ( $\bar{P} > 1.200$  mm) varie peu d'une année à l'autre. Elle résulte d'un déficit considérable des précipitations. D'autre part le calcul de l'évapotranspiration ne peut pas nous rendre de grands services pour les années antérieures à la période d'observation des stations de gougeage puisque dans les cas les plus graves la période d'observation des précipitations dans les régions congolaises et Camerounaises n'est pas plus longue que la période d'observation des débits. Bien entendu pour les stations que nous contrôlons nous avons déterminé l'évapotranspiration potentielle par la différence entre précipitation et l'écoulement mais ce n'était pas l'objet du présent rapport.

Bien entendu le déficit d'écoulement varie avec la valeur de  $\bar{P}$  annuelle et avec les conditions géologiques comme nous l'avons indiqué dans ce rapport.

#### *Discussion : Intervention de Monsieur TRICART*

La communication de Monsieur RODIER suggère un rapprochement avec certains résultats d'études géomorphologiques récentes. La zone intertropicale africaine a été affectée par des périodes sèches du Quaternaire, probablement contemporaines des périodes glaciaires des hautes latitudes. Or, l'accroissement de la sécheresse présente des différences régionales analogues à la localisation des degrés de sécheresses analysés par Monsieur RODIER : le bassin du Congo et la région Dahomey — Togo — Ghana — E de la côte d'Ivoire ont été le plus affectées par les périodes sèches quaternaires qui y ont provoqué une modification profonde des processus géomorphologiques (charriages de grandes masses de sable et de galets donnant des terrasses, en partie minéralisées). Au contraire, l'W de la côte d'Ivoire et le Libéria d'une part, le SW du Cameroun de l'autre, ont été peu ou pas affectés par ces périodes sèches.

Il semble donc que les mécanismes météorologiques qui sont à l'origine de la sécheresse de 1958 et qui jouent rarement de nos jours aient revêtu, à certaines périodes du Quaternaire, une fréquence beaucoup plus grande, telle qu'ils représentaient un phénomène mondial. Une étude du problème, menée au moyen de la convergence de disciplines différentes est souhaitable.

La séance est levée à 12.45 h.

SÉANCE DU 27.07.19 — 15 H.

Président : Monsieur KOHLER

Etaient présents :

EBERT F.	Denmark	ALLARD W.	Great Britain
VOLKER A.	Holland	EL ZEIN S.	Sudan
NAMIAS J.	U.S.A.	SNYDER F.F.	U.S.A.
SUTCLIFFE J.V.	U.K.	WILSON R.N.	U.S.A.
LYSHEDE J.M.	Danmark	ARLERY R.	France
KASSER P.	Suisse	TROCHON R.	France
DUMITRESCU V.	R.P. Roumanie	BRUCE J.P.	Canada
LEBRECHT R.	U.S.A.	DESSENS H.	France
WOLF P.O.	U.K.	VAN DER BIJL W.	U.S.A.
ACKERMANN W.C.	U.S.A.	DEIJ L.J.L.	Netherlands

WALLEN C.C.	Sweden	JAKHELLN A.	Norway
KOROLEFF N.	Finlande	CLARK R.A.	Canada
ŚLETCZER K.	Hungary	HENNING D.	Germany D.R.
UBELL K.	Hungary	ALLEN R.G.	Great Britain
HARBECK G.E. JR	U.S.A.	LANGBEIN W.B.	U.S.A.
TOMASO Gazzolo	Italy	PERLAT A.	France
CHRISTIENSEN E.A.	Canada	APPLEBY F.V.	U.K.
O' DONNELL T.	U.K.	TRICART J.	France
LUGIEZ F.	France	DARLOT A.	France
GRUNOW J.	Germany F.R.	SNEYERS R.	Belgique
ASFORD O.M.	W.M.O.	SCHIFF L.	U.S.A.
SIMOJOKI H.	Finland	SCHOELLER H.	France
SAARINEN J.	Finland	BOZSONY D.	Hungary
SCHMORAK S.	Israel	SZESZTAY K.	Hungary
NASH J.E.	Great Britain	LEPPANEN O.E.	U.S.A.
JENSEN J.L.	Denmark	LAGCOCK A.H.	Canada
VAL Alberto	Uruguay	FERRY S.	France
BENTON G.	U.S.A.	MANSELL-MOULIN M.	U.K.
WARTENA L.	Holland	GUILLLOT P.	France
WEMELSFELDER P.J.	Holland	BOGOMOLOV	U.S.S.R.
DIACONU C.	R.P. Roumanie	GINNBERT N.	Germany D.R.
WALKE C.L.R.	U.S.A.	ALLANSIREN	Finland
MANDEL S.	Israel	SELESNEVA E.	U.S.S.R.
LINSLEY L. Ray	U.S.A.	MADDOCK T. JR	U.S.A.
DE MAIN A.	Italy		

1. Communication de Huff et Changnon. — Drought Characteristics in a continental humid climatic région.  
Pas de discussion.
2. Communication de Van der Bijl and Berk. — Drought Periods at Manhattan-Kansas.  
Pas de discussion.
3. Communication de Roche (présenté par U. Rodier). Méthodes d'estimation des debits d'étiage de faible fréquence.  
Pas de discussion.
4. Communication de Laycock. Drought Patterns in the Canadian Prairies.

#### *Intervention de M. Val ALBERTO*

Quel est le nombre de stations météorologiques sur la surface des Prairies Canadiennes et combien enregistrent-elles les précipitations automatiquement?

#### *Réponse de l'auteur*

We need the records of all the stations listed in the meteorological «Monthly Record» in the period 1921-1950. These are located as shown in slides 1 *a* and 1 *b* and the areas represented by the different stations vary appreciably. Very few of the stations register precipitation automatically and no attempt was made to differentiate between these and the others.



## 5. Communication de M. Serra. Caractéristiques et causes météorologiques des sécheresses

### *Intervention de M. DARLOT*

En marge de ce qui vient d'être dit, il semble bien qu'il faille définir et caractériser différemment la sécheresse selon qu'on l'imagine sous l'angle des études hydrologiques ou agronomiques, ces dernières étant conduites en fonction des besoins en eau des plantes cultivées. La période de base, pour l'agronome, ne sera pas dans la plupart des cas l'année (hydrologique ou civile) mais la période au cours de laquelle se manifeste un déficit d'approvisionnement en eau des plantes cultivées. Ainsi, en France, l'été 1959 qui fut particulièrement sec dans la partie nord du pays, succéda à un hiver normal sinon humide. En fait, vis à vis des plantes, la sécheresse se manifeste à partir du moment où le taux d'humidité du sol devient inférieur à celui qui permet d'assurer leur alimentation. Elle dépend donc non seulement des apports pluviométriques mais également des caractéristiques du sol et de celles de la plante dont les racines peuvent explorer une couche de sol plus ou moins importante, ainsi que de l'intensité de l'évapotranspiration pendant la période correspondante. Sans doute pourrait-on caractériser alors cette sécheresse par le nombre de jours durant lesquels des déficits d'approvisionnement en eau se manifestent.

### *Réponse :*

La sécheresse est un phénomène très complexe et il est bien certain qu'un paramètre unique ne peut suffire à la caractériser complètement. Une année peut être sèche si on la considère du point de vue agricole et ne pas l'être pour l'hydraulicien ou l'hydro-électricien. Il y a donc au moins un autre facteur qui doit intervenir — en plus de la hauteur totale de la précipitation annuelle — c'est la répartition de la précipitation dans le temps.

Je me suis limité dans mon papier à des considérations générales. Mais le sujet est très vaste et l'examen de cas particuliers nous aurait entraîné trop loin. Je suis cependant de l'avis de M. Darlot sur la nécessité de préciser davantage, lorsqu'il s'agit d'applications pratiques bien déterminées, les paramètres qui conditionnent la sécheresse ainsi que leurs fluctuations possibles.

## 6. Communication de M. Benton: Quantitative Relationships between atmospheric vapor Flux and Precipitation.

### *Intervention de M. SZESZTAY*

The vapor balance of the atmosphere was treated in this report from point of view of precipitation, conditions, and interesting conclusions of positive and negative character arrived at. In the publication of Mr. Benton together with Dr. Dominitz, in 1956, this problem was concerned from point of view of evapotranspiration from large areas. Are there any new results to be waited in connection with the later problem which awaked a great interest in the Institute of Water Resources at Budapest?

### *Response to Intervention of Szesztay*

I have no new results concerning the use of atmospheric data in evaluating evapotranspiration. It is, however, my conviction that this method is one which is entirely feasible. Its application awaits only the establishment of a sufficiently dense network of meteorological observing stations and the development of an adequate means of data processing.

### *Intervention of Mr. WALLEN*

I would be interested to know if it might be possible to distinguish between convective and frontal precipitation as related to water vapour flux in the atmosphere above a certain station.

It would seem as the convective precipitation would show a closer relationship with the water vapour flux than would the frontal type. It is therefore surprising that summer precipitation at Oklahoma City did not show better correlation with water vapour amount. This may prove that with convective precipitation this correlation is small in this climatic region. Conditions of course may, as the author stated, be quite different under other climatic conditions.

*Response to Intervention of WALLEN*

I agree entirely that the results obtained from Oklahoma City with regard to the lack of relation between precipitation and vapor flux should not be generalized to other climatic areas. It may well be that for certain regions vapor flux is very closely correlated with precipitation. An indication of such a relation was found in the data for the year 1949 as presented by myself and Estoque. It is not clear to me, however, why you believe convective precipitation should show a closer relationship with vapor flux than the frontal type of rainfall. One or two days of heavy convective rainfall may be sufficient to cause large monthly or seasonal precipitation totals in arid regions — yet these few days may have comparatively little influence on the total seasonal vapor flux. In fact, I would guess that the relation between vapor flux and precipitation would be weakest in areas of strong convective activity. This was in the back of my mind in deciding to process the data from Oklahoma City, since I felt the correlation between these two variables would probably be worse here than in most other areas in the United States.

*Intervention de M. RÉMÉNIÉRAS*

En pratique comment calcule-t-on les flux d'humidité atmosphérique qui figurent dans les divers graphiques donnés par l'auteur?

*Response to Intervention of Remenieras*

The vapor flux in the atmosphere is computed by numerical integration, using radiosonde measurements of humidity, and wind data obtained either from rawinsonde observations or from atmospheric pressure patterns using the geostrophic approximation. In this study data were used from the surface up to 400 mb, and observations were available daily during 1949 and semi-daily for the years of record at Oklahoma City.

7. Communication de M. Sneyers. Sur la probabilité des sécheresses à Uccle.  
Pas de discussion.
8. Communication de M. Namias. Low Water Supply and Periods of Droughts.  
Pas de discussion.
9. Communication de M. Szogyarto présentée par M. Ubell. Periods without precipitation in Hungary.  
Pas de discussion.
10. Communication de M. Grindley. Calculated Soil Moisture. Deficits in the Dry Summer of 1959.  
Pas de discussion.
- 11 à 14. Les communications de Vishnevsky, de Schnitnikov et de Sribny furent présentées par titre.

La séance est levée à 18.45 h.

## II. COLLOQUE SUR LES RIVIÈRES A MARÉE

SÉANCE DU 28-07-1960 — 9.30 h.

Président : Monsieur RÉMÉNÈRAS

Etaient présents :

VOLKER A.	Holland	SCHONFELD J.C.	Holland
LUNDAGER JENSEN J.	Danmark	KRUL W.F.J.M.	Netherlands
WATENA L.	Netherlands	DE RIDDER N.A.	Netherlands
BRUGGEMAN A.G.	Holland	SCHEIDEGGER A.E.	Canada
WOLF A. Peter	Great Britain	ALLARD W.	Great Britain
APPLEBY F.V.	Great Britain	O'DENNEL T.	Great Britain
NASH J.E.	Great Britain	SCHMORAK S.	Israel
RODIER J.A.	France	JOHNSON E.A.	U.S.A.
LANGBEIN W.B.	U.S.A.	DURUM W.H.	U.S.A.
LINSLEY R.K.	U.S.A.	KOHLER	U.S.A.
SNYDER F. Franklin	U.S.A.	HARLEMAN D.R.F.	U.S.A.
DARLOT A.	France	GRAHL	Germany D.R.
POPOV O.	U.S.S.R.	WILM	U.S.A.
GAZZOLO	Italia	CANALI	Italia
TONINI	Italia	SUTCLIFFE J.V.	Great Britain
M. MANSELL-MOULLIN	Great Britain		

J. GRINDLEY: *The determination of the salinity of water in Estuaries*  
Pas de discussion.

G. TISON jr. : *Relation entre les valeurs des débits d'amont des fleuves à marée et celles de la salinité*

*Discussion : Intervention de Monsieur RODIER*

Cette méthode semble très intéressante, car pour les petits cours d'eau remontés par la marée les mesures classiques au moulinet donnent des résultats certainement moins précis que les mesures citées par l'auteur. Mais à quelle cadence ont été faites les mesures de salinité ? Leur grande fréquence ne rendrait-elle pas l'opération impraticable dans de nombreux cas ?

*Réponse :*

Dans le cas d'application signalé, les déterminations de salinité sont faites à l'aide de la mesure de la conductibilité par un appareil enregistreur. La mesure est donc continue et ne présente aucune difficulté.

*Discussion : Intervention de Monsieur A. VOLKER*

L'application de la méthode demande la détermination des lieux géométriques des étales des courants. Toutefois cette détermination est beaucoup plus facile que celle des débits.

*Réponse :*

D'accord.



*Discussion : Intervention de Monsieur SCHÖNFELD*

When I understood rightly, the integral equality <sup>(1)</sup> is based upon the assumption that the transport of salt is convectional. This is made plausible for the river Schelde near Antwerp, by the author's remark that the cross-sectional distribution of salt in this river is almost uniform. In general, however, it appears to me that there will also be a diffusive contribution to the salt transport. In the River Rhine mouths, the average salt transport balance can not be explained by convection alone but account has to be made for diffusion.

*Discussion : Intervention de Monsieur RÉMÉNIÈRAS*

La mesure de la salinité par les méthodes conductivimétriques doivent permettre de faciliter l'application pratique de la méthode proposée par Monsieur TISON.

De telles méthodes sont étudiées de divers côtés actuellement (en particulier par le Département «Essais Extérieurs» de l'Electricité de France) en vue de la mesure des débits par les méthodes dites de délution (méthode chimique).

*J.C. SCHÖNFELD: The mechanism of longitudinal diffusion in a tidal river*

*F. SANTEMA: Water management in the south-western part of the Netherlands*

*J.G. WIERSMA: Water Management in Delfland*

*J. BONNET: Contribution à l'étude théorique des fleuves à marée*

*J. BAIDIN and N. SKRIPTANOV: Investigation of the Hydrological regime of the Volga Estuarine Region*

*J. BERTHOIS : Dynamique de la Sédimentation Estuarienne*

*Discussion : Intervention de Monsieur A. VOLKER*

Ce qui est remarquable dans ce cas particulier, c'est l'existence d'une zone d'eau immobile. L'auteur n'estime-t-il pas que l'existence de cette zone d'eau morte est liée avec la configuration spéciale du fond de l'estuaire?

*J. KLEIN: Ueber die Schwebstoffbewegung in einem Tidefluss auf Grund von Messungen mit radioaktiven Leitstoffen*

*J. TISON Jr : Sédimentation dans les régions de la partie fluvio-maritime d'un fleuve à marée*

*J. SCHULTZ and G. STROHL: Untersuchung der Wanderung von Küstensedimenten mit Hilfe des Isotope Cr<sup>51</sup>*

<sup>(1)</sup> La séance est levée à 12 1/4 h.

# RIVIÈRES A MARÉE

SÉANCE DU 28.07.60 — 15.00 h.

Président : Monsieur K.J. BOWDEN

Etaient présents :

LUNDAGER JENSEN J.	Denmark	BOGOMOLOV	U.S.S.R.
HARRINGTON J.V.	U.S.A.	VOLKER A.	Hollande
BOWDEN K.	U.K.	FRIEDRICH W.	Germany
DIAS A.	Portugal	LEPPANEN	U.S.A.
WARTENA L.	Nederland	RVELLAN F.	France
KASSER P.	Suisse	MADDOCK T.	U.S.A.
EYRIES	France	BONNEFILLE R.	France
REMENIERAS	France	LACOMBE	France
IVANSSON	Sweden	KOROLEFF F.	Finland
PROUDMAN J.	Great Britain	CAMERON W.M.	Canada
SESTOFT I.	Danmark	PICKARD G.L.	Canada
ROSSITER	U.K.	KOBE G.	Germany D.R.
DE RIDDER N.A.	Netherlands	HANSEN W.	Germany
SZYMBORSKI S.	Poland	FJELDSTAD J.E.	Norway
NYBRANT G.	Sweden	EL ZEIN S.	Sudan
HARLEMAN D.R.	U.S.A.	MANDELL-MOULLIN	Great Britain
SUTCLIFFE J.V.	U.K.	APPLEBY F.V.	U.K.
DISNEY L.	U.S.A.	O'DONNELL T.	U.K.
LANGBEIN W.B.	U.S.A.	BALAY M.A.	Argentina
MALLEY N.	U.S.A.	KOHLER M.A.	U.S.A.
LINDNER C.P.	U.S.A.	WILSON R.N.	U.S.A.
VISCHER F.N.	U.S.A.	ARMSTRONG F.	U.K.
PELUCHON	France	KOROLEFF N.	Finlande
KITCHUM B.H.	U.S.A.	SAINT GUILY B.	France
CARPENLEV J.H.	U.S.A.	PRITCHARD D.W.	U.S.A.
LEBRECHT R.	U.S.A.	WALKE C.V.R.	U S A
CARTURIGHT D.E.	U.K.	BARNES H.	Great Britain
RODIER J.A.	France	DARLOT A.A.	France
DISHON M.	Israel	LENZ J.	Germany
WOLF G.	Germany	HUPFER P.	Germany
UELM R.	Germany	VOIGT K.	Germany
POPOV	U.S.S.R.	GRIDIT H.	France
DURUM W.H.	U.S.A.	RENNELLA R.O.	Argentina
PICOTTI	Italy	PLATZMAN G.W.	U.S.A.
SCHOEMAKER H.J.	Holland	SCHÖNFELD J.C.	Holland
JENNINGS F.D.	U.S.A.	HAMODOIPO	Finland
HENNING	GERMANY D.R.	GROHEMAN	U.K.
COUPER B.K.	U.S.A.	REID R.O.	U.S.A.
WEIDEMANN H.	Germany	BRETSCHNEIDER C.L.	U.S.A.
JOSEPH J.	Germany	DIETRIECH G.	Germany
KOLESNIKOV	U.S.S.R.	SCHMORAK S.	Israel
TIMONOV	U.S.S.R.	NELEPO	U.S.S.R.
KRAUSS J.A.	U.S.A.	REID J.L.	U.S.A.
SYMAM J.	U.S.A.	LEE	U.K.

Communication de M. Le FLOCH. Propagation de la Marée dans un canal à variation de largeur exponentielle. (Présentée par M. Romanoovsky).

*Intervention de M.J.C. SCHÖNFELD*

I would like to make a few remarks on the very interesting investigation of M. Le FLOCH which will, no doubt, be of great practical value.

Firstly, I would like to remark that estuaries with exponentially varying cross-sections have been treated before. Airy considered the problem more approximatively I think, but Mazure in his thesis of 1937 has given a more precise solution and I think some other publications were more recently made. I felt it would be of interest to make a comparison of Monsieur Le FLOCH's work with these other contributions.

Secondly, in Holland, we consider these «linear» methods as very useful to obtain an overall impression, with relatively little calculating effort. However, in the Dutch tidal waters, we seldom can be content with it, and in most cases we proceed on by more extensive calculations, in which the non-linear factors are taken into account.

*Intervention of Mr ROSSITER*

Further to Dr Schönfeld's remarks, Harris in this Manual of Tides (1907) obtained certain properties of tidal propagation in an exponential estuary.

It can be shown that quadratic function can be introduced into the calculations without too much difficulties, in a model with constant depth; the extension to variable depth is also feasible and conveniently performed by electronic computer.

*Réponse de Mr. ROMANOSKY*

Je regrette de ne pouvoir répondre à ces remarques car je ne suis pas l'auteur de cette communication mais je suggère que M.M. J.C. Schönfeld et Rossiter écrivent directement à Mr le Floch (Station Océanographique, Avenue de Verdun) Antibes (A.M.)

Communication de M. Lindner. Current in tidal reaches of Rivers and their Effect on Shoaling of Side Basins.

*Intervention of Dr J.V. SUTCLIFFE*

In the recent study of the salt-water wedge in the mouth of the Wanganui, New Zealand, bathythermograph was used to delineate the profile of the wedge at the suggestion of the N.Z. Oceanographic Institute. Two isothermal layers were divided by an isocline which showed the boundary and also the degree of mixing. Had Mr Lindner used this method?

*Answer of Mr LINDNER*

I have not used this method although it would appear that it might be quite as effective as the salinity gradient for the lower layers consist of sea-water which may be colder in the summer and warmer in the winter than the fresh water. In the partially mixed estuary, there would probably, be a temperature gradient near what might be termed the interface just as there is a salinity gradient, and for the same reasons.

*Intervention of D.W. PRITCHARD*

In Mr Lindner's interesting review paper of well known estuarine phenomena, and his interesting comments concerning engineering application of present knowledge, I feel that there was a perhaps inadvertent and unfortunate confusion of terms. In most scientific literature on estuaries the term «wedge» is restricted to the true well-stratified salt wedge estuary.



In partially mixed estuaries, which include the majority of such tidal waterways, these is a salt water interface, or even an approximation to such an interface. Instead a layer of relatively rapid salinity increase with depth separates an upper, seaward flowing layer of lower salinity from a lower landward flowing layer of higher salinity. I feel that the use of the term «wedge» for the deeper layers in the partially mixed estuary tends to be confusing and should be avoided.

*Answer of Mr LINDNER*

Whether or not the term salt water wedge should be restricted to the clearly defined wedge seems to me to be a matter of choice. In a paper I wrote some years ago, I drew vertical salinity curves for Charleston Harbor, South Carolina. It appeared possible to roughly sketch in the profile below which the salinity in the vertical remained relatively constant. Moreover, taking sufficient measurements the level where the preponderance of flow changed from downstream to upstream could be detected. This could be considered to indicate the approximate surface of the wedge downstream from the limit of retreat of the wedge. Upstream from this point salinities or temperatures would have to be used.

3. Communication de M. Rose, présentée par M. Hansen. Die numerische Ermittlung der Gezeitenbewegungen in Tideflüssen

*Intervention of W.H. CAMERON, Canada*

I shall look forward with real interest to reading Dr Rose's paper in detail. However at this time, I ask clarification of the authors apparent calculation of a velocity gradient with depth sufficient to provide an upstream flow of sediment where in fact the variation in the slope of the pressure surface with depth due to the horizontal density gradient do not seem to have been considered.

*Answer of Mr HANSEN*

Mr Rose used several formulae between mean velocity and transport of bottom material. On the other hand, it may be possible by means of logarithmic distribution of the velocities to compute the value in the neighbourhood of the bottom.

4. Communication de M. BONNEFILLE. Effets comparés du frottement et de l'accélération de Coriolis dans les zones à marée de faible profondeur

*Intervention de M. TIMONOFF*

Comment était réalisée la rugosité de votre modèle?

*Réponse :*

La rugosité est réalisée par des croix en tôle perforée de 2 à 5 cm de large disposées en quinconce.

*Intervention de M. RÉMÉNIÉRAS*

La plateforme tournante de 14 mètres de diamètre pourrait aussi être utilisée pour l'étude de modèles tournants de l'atmosphère en vue de certaines études portant sur les circulations générales. Dans ce cas, la force de Coriolis a généralement une influence prépondérante et il serait nécessaire de réaliser une profondeur de fluide suffisante pour observer la rotation du vecteur vitesse sur une verticale conformément à la spirale d'Eckman. De tels modèles ont d'ailleurs été réalisés à une échelle plus réduite au Woods Hole Institute.

Réponse :

La profondeur de la zone marine étudiée est trop faible pour que ces phénomènes apparaissent.

5. Paper by K.F. BOWDEN (Great Britain): «Circulation and Mixing in the Mersey Estuary»

Comment by D.W. PRITCHARD (U.S.A.)

I was extremely interested in this paper since the problem was attacked in a manner somewhat similar to the study I had previously carried out in the James River Estuary. The previous work was limited to the determination of the vertical variation in the average non-advective flux of momentum and salt over a tidal cycle, and Dr. Bowden's extension of the approach to the determination of these variations for each hour of the tidal cycle is a valuable contribution. The verification that even a very small vertical density gradient is highly significant in producing a two-layered flow pattern in an estuary is significant, and raises the question as to whether there can exist any true estuaries which are vertically homogeneous in salt and flow pattern.

In my own work on the James River Estuary I found that the non-linear term involving the variation in tidal velocity amplitude with distance along the estuary contributed significantly to the momentum balance. I would like to know whether Dr. Bowden investigated the significance of this term in his studies.

Reply by K.F. BOWDEN

The current measurements during the investigation were made in one section only, so that no direct determination of the non-linear term could be made. From other evidence it seemed likely that the variation of tidal velocity along this part of the estuary, and hence the amplitude of the non-linear term, would be small.

6. Communication de MM. Pritchard et Carpenter

Measurements of turbulent diffusion in estuarine and inshore waters.

Pas de discussion.

7. Communication de MM. Harleman et Ippen

The turbulent diffusion and convection of saline waters in an idealised estuary.

Pas de discussion.

### 3. ÉCOULEMENT PROVOQUÉ PAR LA COUVERTURE DE NEIGE COMMUNICATIONS DIVERSES

SÉANCE DU 5 AOÛT 1960 — 9.30 H

Président : Monsieur R.N. WILSON

JOHNSON E.A.	U.S.A.	MANSSELL-MOULLIN	U.K.
SERRA L.	France	POPOV O.	U.S.S.R.
VOLKER A.	Hollande	SEPPÄNEN M.	Finland
MANDEL	Israel	RODIER J.	France
WALKE	U.S.A.	APPLEBY F.V.	U.K.
VAN WIJNGAARDEN H.	HOLLANDE	WILM H.G.	U.S.A.
LYSHEDE J.M.	Danmark	CLARK R.H.	Canada
DIACONU C.	R.P. Roumanie	SAYRE A.N.	U.S.A.

VAN LOPIK J.R.	U.S.A.	SUTCLIFFE J.V.	U.K.
GRAHL	Germany D.R.	O'DONNELL T.	U.K.
SCHUBERT H.	Germany D.R.	ALLAN SIREN	Finland
EL ZEIN S.	Sudan	FRANKLIN F. SNYDER	U.S.A
LUGIEZ F.	France	LANGBEIN W.B.	U.S.A
WOLF P.O.	U.K.	NASH J.E.	U.K.
FRIEDRICH W.	Germany	KOHLER M.A.	U.S.A.
JAKHELLN A.	Norway	GUILLOT P.	France
LEPPANEN	U.S.A.	DURUM W.H.	U.S.A.
LEBRECHT	U.S.A.	SIMAJALEI H.	Finland
LUNDAGER JENSEN	Denmark	KORTUN F.	Germany D.R.
WARTENA L.	Netherlands	BOUMANN	Germany D.R.
KASSER P.	Suisse	SCHMORAK S.	Israel
DUMITRESCU V.	R.P. Roumaine		

1. *P. LIGHT: Snow Melt Floods, Spring 1959, Upper Mississipi Watershed.* Présenté par M. KOHLER.  
Pas de discussion.

2. *J. MARTINEC: The Degree — Day Factor for Snowmelt Run-Off Forecasting*  
Présenté par titre.

3. *H.W. ANDERSON and C.H. GLEASON: Effect of Logging and brush Removal on Snow Water Run-Off*  
Présenté par M. JOHNSON.

*Discussion : Intervention de Monsieur A. VOLKER*

- (1) What might be the meteorological explanation of the beneficial effects of cutting, slash removal, etc.?
- (2) Will the effects decrease with increasing size of the area?

*Réponse :*

(1) There is evidence differences in snow in openings and forests are related to a complexity of factors such as back eddies from southwest winds, shade by trees, solar energy that penetrates the foliage, and radiation from the tress. Less snow water accumulated immediately to the leeward of the opening than to the windward of the opening and less also than in the forest further to leeward of the opening. These data suggest about 1/2 of the 330 mm greater water content in the opening was in effect «stolen» from the forest to the leeward; the other half is ascribed to differences in interception and winter melt. Similar deficits in snow in the forest to the leeward of openings and excess in the windward forest margin have recently been reported by Anderson. The maximum differences occurred on south slopes which were directly exposed to prevailing south and southwest winds. Anderson and Gleason conclude in comparing effects of cut forests with uncut forests on snow, the forest opening and adjoining timber areas must be studied as a whole.

- (2) Yes.

4. *L. SERRA : Écoulement provenant de la couverture neigeuse*  
Pas de discussion.



5. D. TONINI et U. PICOZZI : *Sur le bilan hydrologique de certains cours d'eau du Nord-Est de l'Italie*

6. A. FORSMAN: *Effect of Air Temperature on Snowmelt-Run-off — An investigation at Lake Keklingen*

7. W.B. LANGBEIN: *Water Levels as indicators of Long-Term precipitations or Run-off*

*Discussion : Intervention de Monsieur F.V. APPLEBY*

How does Mr Langbein justify ignoring the total state of the water body in his definition of response time? The classical definition is  $V/Q$ .

*Réponse :*

The slope  $\Delta V / \Delta Q$  is more descriptive of the response time for a given state than the ratio of total  $V$  to total  $Q$ .

*Discussion : Intervention de Monsieur WILM*

In a previous comment it was implied that it is essential that the physical principles underlying a statistical relationship be known before any relationship is calculated. This is, of course, desirable wherever possible. However, it is also perfectly valid procedure, when the underlying principles are unknown, to help develop a hypothesis by collecting purely empirical data and fitting various relationships to them.

*Réponse :*

Yes.

*Discussion : Intervention de Monsieur LYSHEDE*

I agree with Mr. Langbein that statistics may be a useful tool in Hydrology when we have reached the limits of physical understanding. But I would like to point out that it is important to use Physics as basis for calculations to the highest probable degree.

*Réponse :*

See comment by Dr. Wilm.

*Discussion : Intervention de Monsieur KOHLER*

Taking the Pyramid Lake exemple, I should like to ask Mr Langbein what effect an inter-correlation between precipitation and evaporation would have on the results. It appears to me such intercorrelation would improve the results.

*Réponse :*

I agree. The results could be improved by introducing this inter-correlation.

8. K. LINSLEY and N.H. CRAWFORD: *Computation of a synthetic Stream flow Record on a Digital Computer*

*Discussion :*

VOLKER (Netherlands) :

(1) Is this a river basin where direct runoff is predominant, or is groundwater the main contribution to the flow in the river ?

(2) Does the author think that the method can be applied to those cases where all the flow consists of outflow from the groundwater ?

(3) The river basin which has been studied is a very small one. For basins of considerable size it must be possible to arrive at an approximation of peak flows which is not possible for the small basin where only daily data are available.

*P.O. WOLF (Great Britain):*

During the wet season, surface runoff is of considerable importance (see Fig. 2), but during the long dry season the flow in the stream, which virtually ceases for considerable periods, is entirely a function of ground-water storage.

A study of Fig. 1 will show that the authors' method should be capable, with an adjustment of the coefficients, of predicting runoff even where there is little or no surface runoff.

As regards the accuracy of estimation of peak flows, this would clearly have been improved if continuous records of rainfall had been available and could have been fed into the computer. For practical purposes, however, the lack of accuracy was not a grave objection in this case.

*M.A. KOHLER (U.S.A.):*

In connection with Mr. Volker's question concerning the reliability of peak flow estimates I should like to point out that the accounting procedure used by Professor Linsley employs daily data. Depending upon the time of occurrence of a 24-hour storm, it may be recorded on one or two days. The computed flow would, of course, be quite different in the two cases. Since the accounting becomes impracticable if the basic time element is reduced to a fraction of a day, a supplementary technique must be used to make reliable peak estimates. In the Weather Bureau investigations directed toward preparation of flood forecasting relations, accurate peak estimates are essential. Therefore, we use the accounting approach to derive soil moisture deficiencies. The deficiencies are then used to develop a relation for estimating runoff volume is distributed through time by application of a unit hydrograph.

*S. MANDEL (Israel)*

It would be very desirable to know precisely in which way the various items were determined. Was there some observation available on changes in soil moisture, ground-water level, etc. or were these factors mainly determined from stream-flow records ?

*M. RODIER (France)*

(1) Quelles étaient les méthodes employées pour mesurer l'humidité du sol et la division entre «upper level soil moisture» et «lower level soil moisture» repose sur quelles bases ?

(2) J'ai cru observer sur l'hydrogramme qui a été présenté que l'accord était très bon entre crues observées et calculées pour la période principale des pluies, mais il était plus mauvais pour les premières et les dernières crues. Est ce systématique ?

*A. VOLKER:*

The errors in the correct estimation of evapotranspiration and retention capacity of the soil may be responsible for the bad agreement between observed and computed flows for the period prior to the rains starting January 28th. They do not give, however, an explanation of the deviations in the ensuing period.

*P.O. WOLF:*

As far as I know, there were no continuous measurements available of soil moisture etc. but estimates of these quantities were derived from precipitation records and estimates of evapotranspiration. The total soil-moisture storage capacity of 13 inches was derived from Table 1 in accordance with the ideas described in paragraph 3.3 of the paper. The division into upper and lower levels was the result of guess work confirmed by trial runs.

*Authors closing discussion: Answer to Mr. VOLKER, Mr. KOHLER, Mr. MANDEL, Mr. RODIER and Mr. VOLKER*

We must thank Mr. Wolf for reading this paper and answering the questions which were raised. These comments will merely supplement his answers.

There were no measurements of soil moisture or groundwater levels in the Los Trancos Creek basin. As stated in the paper the work reported was not research which could be planned but the solution of a real problem which had to employ the data available. The values of soil moisture shown in Fig. 2 were computed by the method described in the text, on the assumption that soil moisture deficiency at the beginning of the rainy season was 13 inches and that groundwater storage at the same time was zero. The soil moisture storage capacity of 13 inches was derived from precipitation, streamflow, and evapotranspiration data as shown in Table 2. The division into «upper» and «lower» level soil moisture was arbitrary and based on the experience of the U.S. Weather Bureau. As pointed out in the paper this division was found to be of little importance in this study.

The disagreement in the case of the first and last floods of Fig. 2 is not systematic in other years. In many years the early and late floods are estimated quite well. As pointed out in the paper a major factor in the estimates of runoff volume and peak is the use of daily rainfall. With rainfall reported on two consecutive days the actual duration may vary from a few hours to as much as 48 hours. Thus the use of average infiltration rates is bound to lead to errors. Fortunately, the errors are both plus and minus and when the purpose of the study is the derivation of a flood-duration curve, the errors tend to compensate and the result is quite satisfactory.

The favorable results of this first and relatively crude attempt have been most encouraging. For some purposes a method such as is outlined in the paper is sufficient. However, in many cases a better definition of the hydrograph is necessary. We are continuing work on this project at Stanford and hope to develop a procedure which utilizes somewhat more rational assumptions regarding infiltration, groundwater accretions, etc. as well as employing hourly rainfall data instead of daily observations.

*L.T. FEDOROV: Application of composition Methods for computing Run-Off*

Présenté par titre.

*S.N. KRITSK and M.F. MENKEL: On the regularities of long-term river flow Fluctuations*

Présenté par titre.

*T. O'DONNELL: Instantaneous Unit Hydrograph derivation by harmonic analysis*

Pas de discussion.

*F. LUGIEZ and P. GUILLOT: Dix années de prévision d'apports à Électricité de France*

*Discussion : Intervention de Monsieur KASSER*

Pour le bassin du Rhone à Porte du Scex (5.220 km<sup>2</sup>, Glaciation env. 16%) on a pu tenir compte de l'influence systématique de la diminution des aires glaciaires. Selon les indications dont on dispose il ne me semble pas impossible de faire de même pour le bassin de Portillon. Quel est le pourcentage de glaciation pour Portillon?

*Réponse :*

Les observations sur les glaciers du Portillon sont trop fragmentaires pour permettre d'établir une relation entre le recul de ces glaciers et les éléments météorologiques. La surface englacée est passé de 103 ha en 1912 à 50 ha en 1952 (superficie : du B.V. : 4,5 km<sup>2</sup>).



*Discussion : Intervention de Monsieur Dr. FRIEDRICH*

Qui demande quelles furent les corrélations utilisées.

*Réponse :*

Il s'agit des précipitations des mois d'hiver antérieurs (précipitations globales ou mensuelles pondérées). Dans certains cas, on tient compte de l'écoulement hivernal global ou d'un débit de base. Dans quelques cas on a introduit des températures moyennes de périodes précédant la date de prévision.

*Discussion : Intervention de Monsieur M.A. VOLKER*

Est-ce que les écarts sont les plus grands (exprimés en pourcentages) pour les années vraiment anormales?

*Réponse :*

Une statistique des écarts relatifs n'a pas été faite mais on peut penser que s'il se produisent des conditions très anormales — correspondant par exemple à une fréquence de 1 par 100 ans — les lois de distribution adoptées ne puissent rendre compte dans la plupart des cas, de ces phénomènes exceptionnels. Les lois de distribution et les corrélations utilisées sont en effet calculées sur des échantillons de 15 à 25 ans seulement.

**HORS PROGRAMME**

*C. DIACONU : Quelques résultats de l'étude d'Écoulement minimum des cours d'eau de la R.P. Roumanie*

*Discussion : Intervention de Monsieur VAL ALBERTO*

Quel est l'écoulement minimum annuel en Roumanie et quel est l'ordre de grandeur des bassins versants pour ces études?

*Réponse :*

L'écoulement minimum sur le territoire roumain a des valeurs comprises entre  $0,5 \text{ l/s/km}^2$  —  $15 \text{ l/s/km}^2$ .

Les surfaces des bassins versants étudiés sont comprises entre  $40 \text{ km}^2$  —  $25.000 \text{ km}^2$ .

**EAUX DE SURFACE**

**Divers**

SÉANCE DU 5 AOUT 1960, A 15.00

*Président : Monsieur WOLF*

Etaient présents : Messieurs

SERRA L.	France	LYSHEDE J.M.	Danmark
VAN WIJNGAARDEN H.	Holland	WILSON R.N.	U.S.A.
VÖLK	Germany	CLARK R.H.	Canada
WEMELSFELDER P.J.	Holland	LANGBEIN W.B.	U.S.A.

RODIER J.	France	KOHLER M.A.	U.S.A.
LEBRECHT R.	U.S.A.	BRUCE J.P.	Canada
SUTCLIFFE J.V.	U.K.	KASSER P.	Suisse
LINDNER C.P.	U.S.A.	GUILLOT P.	France
EL ZEIN S.	Sudan	LEPPANEN	U.S.A.
BÖZSÖNY D.	Hungary	HENNING D.	Germany D.R.
STELCZER K.	Hungary	MANSELL MOULLIN M.	U.K.
SEPPANEN	Finland	Mrs. LINDNER C.P.	U.S.A.
SIREN A.	Finland	GRUNOW J.	Germany
VOLKER A.	Holland	SZESZTAY K.	Hungary
JACKHELLN A.	Norway	UBELL K.	Hungary
WALKE C.L.	U.S.A.	SIMOJOKI H.	Finland
WARTENA L.	NETHERLANDS		

*J.E. NASH: A note on an investigation into two aspects of the relation between rain-fall and Storm Run-Off*

*Discussion : Intervention de Monsieur KOHLER*

I should like to point out that appreciable run-off commonly occurs before the deficiency is depleted. The proportion of the basin contribution increases throughout most major storms.

Also, I am sure that the division of storms into two parts according to season (actually  $d > R$ ) will not suffice over much of the U.S.A. Autumn storms sometimes produce severe floods as do some summer storms.

To clarify my earlier remarks, I should add that I was attempting to point out that I felt the method used by the author would not prove sufficiently reliable over much of the world. I certainly agree that observed or derived soil moisture data should prove to be better than a simple index of antecedent precipitation.

*Réponse :*

The purpose of this part of my paper was to point to the importance of the soil moisture deficit in determining the relation by volume rainfall and runoff in individual floods. Certainly other factors must in general enter also into relationship, notably the rainfall intensity. It is not suggested that the fact that correlations were not observed between the runoff coefficient and the storm duration and the soil moisture deficiency within the two classes, indicates that these factors are irrelevant. The extent and accuracy of the data was not sufficient to enable the residual variance to be associated with the deficiency and duration. However, in a more extensive record and particularly with an improved method of calculating or measuring the soil moisture deficiency, these factors would undoubtedly prove significant. I think however that the results show that the inclusion of the soil moisture deficiency among the independent variables is essential. The fact that the deficiency at any one time is not uniform over the whole catchment is a second order matter which could be allowed for by either measuring or calculating deficiency for more than one point in the catchment.

*Discussion : Intervention de Monsieur L. WARTENA*

1. I think the question if you get run-off or not depends highly on the type of soil. In Holland (and I also saw near Helsinki after the heavy thunderstorm), on heavy clay soils often high run-offs occur although still a high deficiency exists.

2. Did you make then a method with constants only for the particular area?

*Réponse :*

(1) Undoubtedly the phenomenon is more complicated than the filling up of a definite deficiency before any discharge takes place, even apart from the occurrence of pure surface runoff when the intensity of the rainfall exceeds the infiltration capacity of the soil. Nevertheless I think that such an assumption would provide a not unreasonable model of the behaviour of the soil cover, sufficient perhaps for flood prediction work. If the model proved inadequate more complicated features could be introduced later.

(2) I am suggested merely the bones of a method. There could be no question of using the actual prediction equation I obtained on another site.

*Discussion : Intervention de Monsieur A. VOLKER*

What about the general salidity of the equations and the constants involved given for  $m_1$  and  $m_2$  where area and slope are taken as basin characteristics?

*Réponse :*

The coefficients of correlation and the standard error of the regression coefficients indicate the significance of the equations for British conditions. I would consider it extremely dangerous to apply the equations elsewhere where perhaps the division of flow between different components, e.g. surface runoff and interflow, might be very different.

*Discussion : Intervention de Monsieur LANGBEIN*

I wish to remark that the spirited discussion inspired by Mr. Nash's excellent paper indicates that the Commission might appropriately plan a meeting on rainfall-runoff relations.

*Discussion : Intervention de Monsieur BRUCE*

I note that the largest rainfall on the sample basin was of the order of only 1. It is perhaps unfortunate that you did not have several large rainfalls to study, but this seems to me to render very doubtful any conclusions that you may draw about summer rainfall-runoff relationships.

*Réponse :*

It is probably that if we had a number of very intense summer storms the significance of the intensity would have been established. In their absence we can only draw such conclusions as the data indicate and beware of extrapolation.

*Discussion : Intervention de Monsieur GUILLOT*

When both  $D$  and  $R$  are large, what will happens of  $Q$  — Will it be large or  $O$ ?

*Réponse :*

Bearing in mind that the largest  $R$  was of the order of 1 in. whereas  $D$  could be much greater, in such cases the data indicates a very small runoff. If however both  $D$  and  $R$  were approximately equal to 1 in. as could happen during the transition period at the beginning and end of the «winter» this conclusion would be doubtful because of the difficulty of calculating the deficiency accurately at such times. The storms Nos 37 and 85, Table 1, which are the nearest we have to such a condition resulted in only small amounts of runoff.

*K. SZESZTAY: Water Balance survey of lakes and river Bassins in Hungary.*

*Discussion : Intervention de Monsieur BRUCE*

How did evaporation values observed with the 3 types of pans compare with evaporation computed from rainfall minus runoff on your watersheds?



Réponse :

In low land areas of the country normal value of the evapotranspiration is about 500 – 550 mm, whereas water surface evaporation of the pans corrected is about 850 – 950 mm. In mountainous areas average annual evapotranspiration equals or precedes the water surface evaporation.

Discussion : *Intervention de Monsieur RODIER*

Je voudrais demander au rapporteur quelle valeur a été trouvée pour la hauteur évaporée par an sur le lac de Balaton et quel est le rapport entre cette valeur et celle trouvée sur les lacs Colorado enterrés, installés au même endroit.

Réponse :

Average evaporation of the Lake Balaton was found about 900 mm. Evaporation from the 3 m<sup>2</sup> sunken pan was about 20% less than the lake evaporation in the two last years investigated.

Discussion : *Intervention de Monsieur KOHLER*

The author mentioned that the W.M.O. had recommended the class A pan as the standard. This recommendation was for the I.G.Y. The question of a standard instrument for evaporation measurements is still under consideration within the W.M.O.

Réponse :

That is the problem therefore two pans were situated at every station for the first years of the observation.

A.N. BEFANI: *Principles of the theory of processes of surface and underground Run-off*

Présenté par titre.

M/F. SRIBNY: *Torrential Flood Problems*

Présenté par titre.

O. TONINI : *Le potentiel hydroélectrique des cours d'eau italiens*

M. HUMARA : *Lluvias y corrientes superficiales en España*

Présenté par titre.

G.L. SHVEE: *Streamflow Discontinuity of Ukrainian Rivers*

Présenté par titre.

E.G. POPOV: *Ununiformity of surface retention as a factor of surface run-off*

Présenté par titre.

# GRID METHOD OF DETERMINING MEAN FLOW-DISTANCE IN A DRAINAGE BASIN

M. W. BUSBY and M. A. BENSON  
*U.S. Geological Survey, Washington, D.C.*

## SUMMARY

The basin characteristics  $\Sigma al$  or  $L_{ca}$  are useful in hydrologic studies, but existing methods of determining them are either tedious or somewhat inaccurate. The grid method presented herein lessens the amount of tedious labor and provides an accurate measure of either  $\Sigma al$  or  $L_{ca}$ . An adaptation of the method could be used to compute the lag time for the basin.

## INTRODUCTION

A new method is presented for computing  $L_{ca}$ , the mean distance of travel of the water within a drainage basin. The method is based on obtaining a systematic sample of the stream lengths but does not require measurement of drainage areas. It is simple, and a good estimate can be derived from a small number of measurements. The results, unlike those of present methods, are unbiased even when based on a small number of measurements. Note: Introduction ends here.

---

In hydrologic studies made in recent years, streamflow has been related to some aspects of meteorology, topography, or geology. Many variables have been introduced or developed to account for the variations in runoff, flood flows, and low flows. Studies have included use of the following factors:

1. Area of watershed
2. A measure of rainfall
3. A measure of the shape of the watershed
4. A measure of slope of the stream or the basin
5. A measure of surface storage of water
6. A measure of the surface cover or soil

Some of these factors are easy to describe and evaluate and for others the evaluations are time consuming and laborious. One of the commonly used measures of shape is  $L_{ca}$ , which

$\frac{\Sigma al}{A}$ , the mean distance of travel. Presently used methods of computing the mean distance of travel within a basin are either so tedious as to discourage their use or they lack the desired accuracy. A simple but hydrologically meaningful method of computing  $\Sigma al$  and  $L_{ca}$  is presented in this paper.

The basin characteristic,  $\Sigma al$ , as defined by Langbein (<sup>2</sup>), is computed by multiplying the area,  $a$ , of each of a number of sub-basins in a basin by the channel distance, as measured from the midpoint of the main stem of the sub-basin to the outlet point of the entire basin. These computations are laborious because accurate definition requires use of a large number of sub-basins. In general, the fewer the number of sub-basins used to determine the product  $\Sigma al$ , the smaller is the computed value. A study of this, using data for two basins, indicates the following:

	No. of sub-basins	$\Sigma al$
West River above	20	6620
Newfane, Vt.	50	6810
	100	6860
Bayou Anacoco near	20	1293
Leesville, La.	44	1361
	56	1377
	74	1383

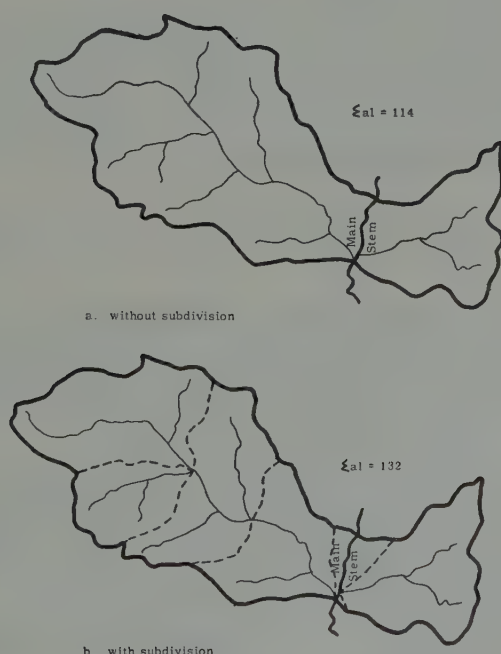


Fig. 1 — Computation of  $\Sigma al$  for a short wide sub-basin.

Figures 1a and 1b outline a sub-basin within Bayou Anacoco and are introduced to show the effect of degree of subdivision on computed values of  $\Sigma al$ . The degree of subdivision and the resulting computed values are shown on the figures and correspond respectively to the use of 20 sub-basins and 74 sub-basins for Bayou Anacoco near Leesville, for which results are presented in the foregoing table. The stream distance for the case shown in figure 1a is the distance along the main stem only and produces a moment arm of insufficient length. This deficiency is overcome by further subdivision as shown in figure 1b. As indicated in earlier statements, increasing the amount of subdivision increases the amount of work and generally increases the computed value of  $\Sigma al$ .

The Corps of Engineers <sup>(3)</sup> usually computes  $L_{ca}$  as the distance along the main channel

from the basin outlet to a point approximately opposite the center of gravity of the area. Although this method is simple, it does not take into account much of the drainage pattern within the basin. Comparison of values of  $L_{ca}$  for identical drainage basins published by the Corps of Engineers <sup>(3)</sup> and by Langbein <sup>(2)</sup> shows that in almost every instance the Corps method gives values that are smaller and that the difference is not uniform.

A method described by Golding and Low <sup>(1)</sup> solves for  $L_{ca}$  by constructing an area-distance curve, integrating the curve, and dividing by the drainage area. To construct the area-distance curve, the main channel length is first sub-divided into separate reaches of equal length or in relation to the location of major tributary streams, and the areas of the sub-basins contributing to each reach of the stream are outlined and measured. A curve of distance above the gage versus area contributing within that distance is drawn. This curve is then integrated and divided by the total drainage area to give  $L_{ca}$ . This method does not wholly account for differences in size and length of tributaries.

The alternate method presented here samples all the sub-basin "al's., by means of a grid system. A grid is superimposed over the basin and the stream lengths from each of the grid intersections to the basin outlet are measured. The average of these lengths is  $L_{ca}$ . This method requires no measurement of drainage areas because each grid intersection represents an area equal to one block of the grid. The inequalities around the boundary tend to balance out.

If a definite number,  $N$ , of grid intersections is desired, the necessary distance between lines in the grid can easily be determined by the formula

$$d = \sqrt{\frac{A}{N}}$$

where  $d$  is the distance between lines in miles, and  $A$  is the drainage area of the basin in square miles. This distance will not give exactly  $N$  points within the basin but will be exact enough for the intended use. Between 20 and 35 points has been found to give accurate results. For measurements requiring more than one map, grids may be formed by setting off equal divisions along the latitude and longitude lines, and control maintained by those coordinates. Note that a grid system may consist of either rectangles or squares.

The grid is used to obtain distances along stream channels from a network of points within the basin to the outlet point for the basin, the values representing the distance that water must travel to reach the outlet. Values of stream distance are obtained from the point of outlet to the point of intersection of each vertical and horizontal grid line. Since the points of intersection will seldom coincide with a stream shown on the map, it is necessary to define the path that water would travel from each intersection point to a stream that is shown, preferably by use of contour maps. Stream lengths can be measured with dividers or with a map measurer. Marking the mileage at intervals along the main channel and major tributaries will make unnecessary to remeasure their lengths.

To obtain a measure of the accuracy of the grid method, results for several basins were compared with those by the Langbein method that were computed using a large number of sub-basins. Grid systems were chosen that provided from 10 to 56 intersection points within each basin. In 34 tests, over two-thirds of the values provided by the grid method agreed with those by the Langbein method within 2.7 percent regardless of the number of intersection points used. Where more than 20 intersection points were used, all of the values were within 2.7 percent. The differences were both plus and minus and thus indicate an unbiased estimate.

In a regional analysis involving many basins, the errors resulting from use of 10 to 20 intersection points would tend to compensate if the proposed method were used.

A sample computation by the grid method for the South Branch Ashuelot River near Marlboro, N. follows.



TABLE 1

DISTANCES FROM INDICATED INTERSECTION POINT TO GAGE

Grid line no.	Horizontal					
	1	2	3	4	5	6
1				7.2	7.8	
2			5.45	6.45	7.75	
3	Gage	.95	4.5	6.35	7.25	8.35
4	1.7	1.4	3.55	4.5	7.85	8.5
5	2.5	2.9	3.15	4.9	6.9	8.1
6	6.8	5.3	3.95	5.35	7.0	
7		5.65	5.2	5.85	7.1	
8		6.4	6.55	6.5		
9			7.35			

The station has a drainage area of 36.4 sq. mi. and is found on the Monadnock, N.H. quadrangle, scale 1: 62500. A grid spacing of 103 miles was used that provided 35 points. Figure 2 shows the relation between the grid pattern and the stream pattern. The measured distances are listed

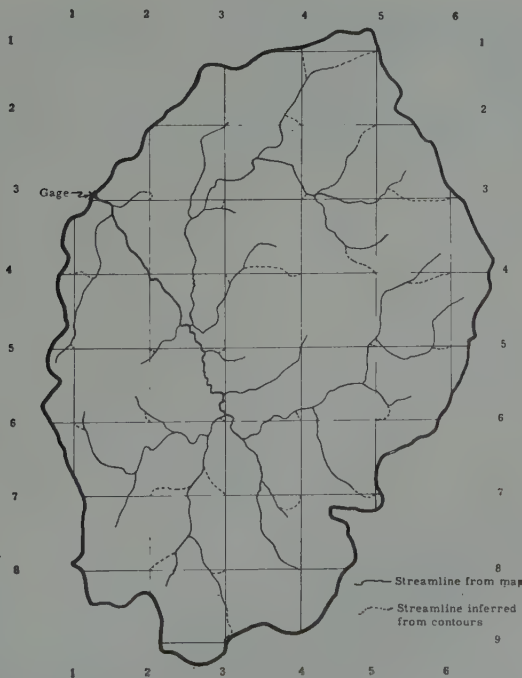


Fig. 2 — Grid method applied to South Branch Ashuelot River near Marlboro, N.H.

in table 1 in a convenient form that shows the distance to each intersection point on the grid. This type of table shows which points have been measured and eliminates possible duplication or omission. It will be noted that distances increase in all directions away from the gage. From table 1, computations show:

Total  $L = 197.0$  miles;

$$L_{ca} = \frac{197.0}{35} = 5.63 \text{ miles (5.60 miles by Langbein method);}$$

difference between 2 results =  $+0.5\%$ .

The Soil Conservation Service<sup>(4)</sup> uses an index for lag (the weighted time of concentration) that is derived by methods similar to those used to derive  $L_{ca}$ . Lag is computed as:

$$L = \frac{\sum (a_x Q_x T_x)}{\sum (a_x Q_x)},$$

where  $L$  = the lag time in hours,

$a_x$  = the  $x^{th}$  increment of area in square miles,

$Q_x$  = the runoff in inches from area  $a_x$ ,

$T_x$  = the travel time in hours from the center of  $a_x$  to the main watershed outlet.

This method requires computation of many individual drainage areas. It appears that the use of a grid method similar to that presented in this paper would eliminate much work and should increase accuracy. In such an application of the grid method the value  $Q_x$  could represent the runoff per square mile.

#### REFERENCES

- (1) GOLDING, B.L. and Low, D.E., March 1960, Physical Characteristics of Drainage Basins: Proceedings Paper 2409, *Journal of the Hydr. Div., A.S.C.E.*, Vol. 86, No. Hy 3, pp. 4-6, 8-10.
- (2) LANGBEIN, W.B., 1947, Topographic Characteristics of Drainage Basins: *U.S. Geological Survey Water-Supply Paper* 968-c.
- (3) U.S. Corps of Engineers, 3 volumes 1949, 1 volume 1954, Unit Hydrograph Compilations: Project CW 153, Washington District, Washington, D.C.
- (4) U.S. Department of Agriculture, Engineering Handbook, Hydrology, Supplement A, Section *Soil Conservation Service*, p. 3.15-1.

# MEASUREMENTS OF TURBULENT DIFFUSION IN ESTUARINE AND INSHORE WATERS

D.W. PRITCHARD and J.H. CARPENTER

*Presented at the Symposium on Tidal Rivers, Helsinki - July 1960*

## ABSTRACT

A new tracer technique for the direct observation of movement and dispersion of estuarine and inshore waters is described. The method utilizes the fluorescent organic pigment, rhodamine B, together with a very stable, compact filter fluorometer. The tracer is very satisfactory with regard to stability, cost, toxicity, and detectability. Its nearly unique fluorescent and absorption spectra minimize the effect of natural background so that concentrations as low as  $2 \times 10^{-11}$  have been observed in the field, with expectations that this detection limit can be lowered to  $4 \times 10^{-12}$ . Advection and diffusion from approximate point sources discharged in Baltimore Harbor, in Conowingo Lake, and in Chesapeake Bay were measured. Theoretical models of horizontal diffusion are compared to the observed decrease in concentration with time.

## 1. TRACER TECHNIQUE

Both natural and artificially introduced tracer materials are useful for the purposes of (1) following the gross net movement of a particular mass of water which has been tagged with the material, in order to measure very feeble currents and provide an average value of velocity over the path of movement; (2) studying the mechanics of the dispersion of the material by turbulent mixing processes; and, (3) empirically evaluating the distribution in time and space of a contaminant, which results from the sum of the processes of advection and turbulent diffusion. The development of theoretical models of turbulent diffusion has not been adequately supported by experimental observations on natural systems, since tracer techniques have been limited almost entirely to small-scale model or flume studies. Tracer methods, utilizing colored fluorescent pigments and radioactive materials, have been very fruitful in hydraulic models. Extension to prototype studies has been limited by sensitivity, light decomposition of pigments (notably fluorescein), and the background of naturally occurring substances which may absorb and scatter light, fluoresce, or emit beta and gamma radiation.

Variations in the time and space distribution of naturally occurring materials provide the principal tool with which we gain an insight into the processes occurring in the ocean and shallow water systems. Frequently the naturally occurring tags do not display these phenomena clearly, and an artificial tag is required. Nature infrequently furnishes localized events which are suitable or convenient as experiments. For these reasons, the development of artificial tracer methods for natural waters provides a generally useful tool.

Previous work using artificial materials in shallow water has been confined to organic pigments. Seligman (1955) briefly describes the use of fluorescein in studies related to the discharge of radioactive waste products into the Irish Sea. An unspecified analytical procedure gave a sensitivity determination of the order of 1 part in  $10^9$ . Destruction of fluorescein by sunlight necessitated operations only during night. Moon, Bretschneider and Hood (1957) reported on the use of fluorescein in estimating eddy diffusion in coastal embayments. Their analytical method utilized ultraviolet light to excite fluorescence. Their instrument was capable of detecting somewhat less than 1 part in  $10^9$ . The decomposition of fluorescein limited the experiments to a few hours' duration.

A paper presented by the Japanese Governmental Agencies (1958) points out the problems associated with the fading of fluorescein in sunlight (p. 405-406). "Conditions to be satisfied by the released dye could be summarized as follows.

1. The dye had to remain perfectly soluble or at least dispersed in the sea water in spite of the tendency to coagulate in the presence of strong electrolytes.
2. The color of the dye had to differ strikingly from that of the sea.
3. The dye had to have a high enough sensitivity for detection in the field and for concentration measurement at the laboratory.
4. The fading of dye solution in sunlight was not to be serious.
5. The dye had to give no harm to human and marine life.
6. The dye had to be readily and cheaply available.

After preliminary examinations of 14 common red dyes, rhodamine B was chosen as a most suitable dye..." Colorimetric analysis had a sensitivity of 2 parts in  $10^8$ . We were unaware of the work of the Japanese Governmental Agencies until some time after we had chosen rhodamine B and had used it in several experiments, so that it is gratifying that an independent search for a tracer material led to the same pigment.

Pearson (1959) discusses tracer methodology and compares tritium, fluorescein and orzan (a form of spent sulfite liquor). He concluded that orzan is the most practical tracer for general estuarine waste disposal studies, since low cost of material compensates for low sensitivity of detection. A program in San Francisco Bay was proposed using 18 tons of orzan as a tracer release. The sensitivity of detection for orzan is one part in  $10^7$ . Our own search for a tracer material has been based on the following criteria.

*First*, the sensitivity, ease and cost of quantitative detection. Obviously, the highest sensitivity obtainable within other restrictions is desirable, in order that large scale processes may be observed. Ease of analysis is particularly desirable so that efficient sampling can be maintained by continuous observation, which allows modification of the sampling program to give a clear picture of the distribution.

*Second*, the resolution of the tracer material from naturally occurring substances. High sensitivity is useless if the background variations are of the same magnitude as the signal. Our experience with ultraviolet excitation of fluorescein has indicated a background equivalent of 5 to 20 ppb in estuarine waters. Several of the previous investigators used light absorption for analysis, so that variations in dissolved and suspended materials severely limit the quantity which can be reliably detected.

*Third*, the cost, ease of handling and hazard (real or emotional) determine the size and location of areas which may be studied. These criteria appear to hamper seriously the use of radioactive isotopes. For shallow nearshore problems, public relations becomes a significant part of the experiment. For larger scale experiments in the deep ocean, handling and cost for sea water soluble gamma emitters which may be monitored *in situ* limit the feasibility.

*Fourth*, light-fastness and chemical and physical stability.

Rhodamine B, a commercial organic pigment used in lipstick and children's pink birthday candles, is an excellent tracer material in that it fulfills the above characteristics adequately. It is non-toxic to human beings and fish can survive for at least two months in 100 ppm solutions. It is quite soluble in water (2 per cent by weight) and is available commercially in a 40 per cent per weight solution in acetic acid (DuPont de Nemours) in quantities up to 20 tons. It is highly soluble in methanol, so that concentrated solutions may be adjusted to the same density as that of the waters to be studied and density effects avoided.

Rhodamine B is readily detected by its fluorescence. The absorption spectrum of rhodamine B has a maximum at 550 millimicrons so that the molecule is strongly excited to fluorescence by the green (546 millimicrons) line of mercury (Figure 1). The green mercury line may be isolated by simple optical filters, so that the nearly monochromatic exciting light is easily filtered from the emitted path and the effects of scattering almost completely eliminated. The long wavelength of the exiting light reduces the absorption and scattering by dissolved and



suspended materials found for the shorter wavelength ultraviolet light commonly used for fluorescent analyses, and aids in reducing the background.

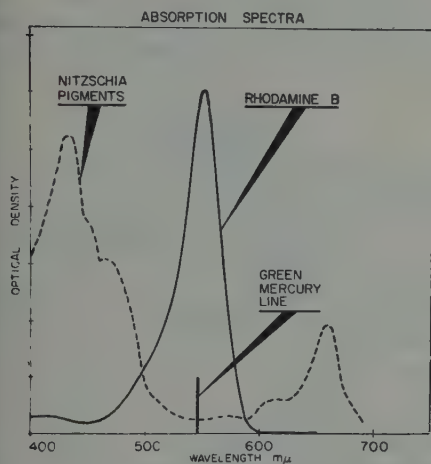


Fig. 1

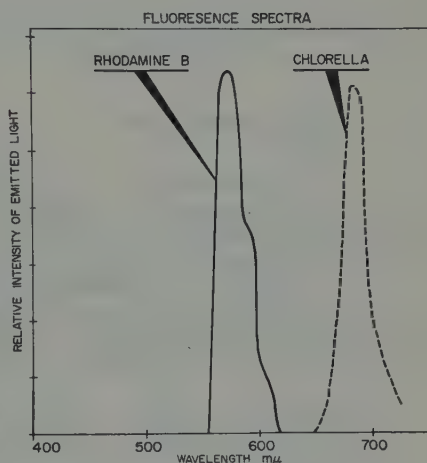


Fig. 2

The fluorescence spectrum of rhodamine B has a maximum at 575 millimicrons (Figure 2). The principal component of fluorescence background might be expected to be chlorophyll and its derivatives. The rhodamine B light is easily separated from that of plant pigments, which occurs from 650 to 700 millimicrons.

The Turner Model 111 Fluorometer has been our analytical instrument (Figure 3). This instrument has considerably advanced the practicality of routine fluorescence measurements. The Fluorometer is basically an optical bridge in which the light emitted by the sample is balanced with light from a calibrated rear light path, so that null indicates equal intensities in the forward and rear light paths. As a result of this design, variations in the light source and photomultiplier dark current and gain do not significantly affect the calibration of the instrument. The instrument performs satisfactorily on the low quality electrical power found on ships. Calibrations are maintained for periods of months.

The instrument is easily equipped with a continuous flow cuvette so that continuous records can be obtained by pumping samples through the instrument. We have used the instrument with underway samplers so that detailed profiles of pigment distribution are obtained. Preliminary results of the field studies will be presented below. Modification of the instrument to an *in situ* measuring device for open ocean work appears to be feasible. A commercial organization is developing a design for such a device.

The most significant environmental influence on the fluorescence of rhodamine B is temperature. The fluorescence decreases with increasing temperature at a rate of 2.3 per cent per degree centigrade. This temperature coefficient is so large that for accurate determinations the temperature of samples should be monitored.

The fluorescence of rhodamine B is not affected by the pH of the medium over the range 4.0 to 10.5 pH units. Below pH 4 the fluorescence decreases.

Aqueous solutions of rhodamine B are reasonably light-fast. Storage in glass bottles on the laboratory bench with daylight fluorescent lighting for eight months resulted in a decrease in fluorescence of 5 per cent. Exposure of solutions to direct sunlight in a south window for two months caused a decrease in fluorescence of 40 per cent. It appears that decomposition

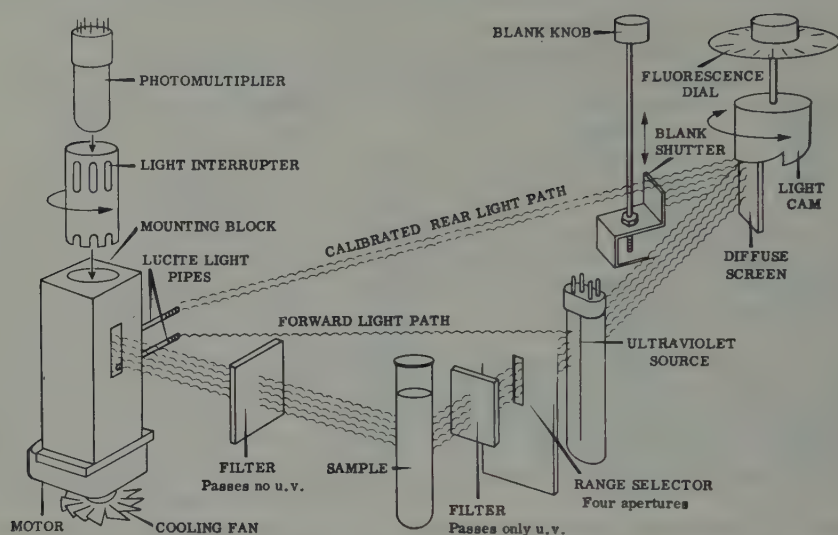


Fig. 3

by light would be negligible for periods of up to two weeks in natural systems. The reasonable light-fastness of rhodamine B makes this material superior to disodium fluorescein. Fluorescein has been used for tracer studies by others, but a 1 ppm solution is completely decomposed by 12 hours' exposure to direct sunlight.

Laboratory experiments indicate that adsorption on suspended particles and living material in Chesapeake Bay waters is not significant. A 0.40 ppb solution of rhodamine B in a sample which contained a large algal population showed no decrease in fluorescence over four days. Mass balance in field experiments has been 70 to 80 per cent, which is as good as can be expected in view of the complex distribution of the material in our experiments.

The sensitivity of detection for our work in turbid inshore waters has ranged from 0.02 ppb to 0.008 ppb per fluorometer unit. The background variation in the Chesapeake Bay is plus or minus 0.01 ppb, so that this sensitivity has been a practical limit. For clear water the sensitivity may be increased by a factor of five by proper choice of optical filters. In the laboratory a sensitivity of 0.002 ppb per fluorometer unit has been obtained. The instrument is stable to plus or minus one dial unit, so that concentration of 0.01 ppb may be determined with 20 per cent accuracy.

Comparison with the literature cited above shows that the sensitivity of detection is one hundred times greater for rhodamine B than for other suggested materials in inshore water and one thousand times greater for clear offshore water. At the same time the background has been reduced by between 100- and 1,000-fold, so that the increased sensitivity may be utilized. The advantages of continuous monitoring will be obvious from the material to be presented below in which the difficulties of discrete sampling should be noted.

The present cost of rhodamine B is approximately five dollars per pound. The Committee on Oceanography of the National Academy of Sciences (1959) discusses the use of radioactive isotopes in deep water tagging experiments and estimates that the required 20,000 curies could be delivered to the dock for \$ 50,000, which is a cost of \$ 2.50 per curie. These authors indicate

a sensitivity of  $2 \times 10^{-9}$  curies/liter in shallow water with cosmic ray background, and  $2 \times 10^{-10}$  curies/liter in deep water. In terms of tagging water volumes, 0.1 kilogram of pigment is equivalent to one curie of gamma activity, with a direct material cost reduction of 250 per cent. In addition, the cost of handling 20,000 curies of gamma activity should be considerably greater than the cost of handling two tons of pigment. The rhodamine B system appears to be competitive with gamma isotopes and so might be considered in large scale tagging experiments.

## 2. EXPERIMENTAL RESULTS

To date we have completed nine field experiments involving the use of rhodamine B as a tracer material in natural waters. Three of these studies were conducted in Conowingo Reservoir, a lake impounded by a hydroelectric project on the lower Susquehanna River; three have been conducted in Baltimore Harbor; two others were conducted in the middle section of Chesapeake Bay, in a region known as Holland Straits; and one experiment was undertaken in Delaware Bay. Six of the studies have involved essentially instantaneous, point source releases, while three involved continuous pumping of the tracer material through a diffuser for periods of about five days.

I will briefly indicate the purpose and major results of several of these experiments, in order to show the value of this tracer technique in estuarine studies. Our first study using rhodamine B dye was carried out in Baltimore Harbor, a tidal waterway about 20 kilometers long and four kilometers wide, tributary to the upper Chesapeake Bay. On the basis of the distribution of salinity together with the distribution of pH anomalies originating with the introduction of acid wastes in the Harbor, we concluded that a three-layered net circulation pattern existed, with inflow from the Bay to the Harbor in the surface and bottom layers, and outflow at mid-depths. This relatively weak net flow is superimposed on highly variable tidal and wind-induced currents, such that the direct confirmation of the pattern by use of current meters is very difficult.

About 23 kilograms of rhodamine B were introduced as a line source across the navigation channel near the entrance to Baltimore Harbor. The dye solution was adjusted to the density of the receiving waters, pre-mixed in a one  $m^3$  tank, and pumped to a diffuser head placed at a depth of about 10 meters, which is in the deeper layers of the waterway. *Figure 4* is a longitudinal plot of the concentration of dye 18 hours after introduction. At this time most of the dye remained in a layer about one meter thick, but spread longitudinally over three and one-half kilometers. The maximum concentration of 10 ppb is about 300 times the limit of detection for these waters, which have a relatively high background fluorescence. This release was followed for five days. The net flow of the deeper layers up the Harbor was definitely confirmed. Upwelling at the upper end of the Harbor was shown by the time variations in the distribution of the dye, and information on the rate of dispersal of an introduced contaminant was also obtained.

Two other studies in Baltimore Harbor have involved the continuous discharge of dye from a diffuser for the purpose of determining the characteristics of the plume of contaminant streaming with the tide from a continuous source, and of determining the build-up of concentration in the waterway as a steady state was approached. In these studies the dye was introduced at the rate of about 0.4 kg/hour over periods between 100 and 180 hours. *Figure 5* gives a smoothed presentation of the distribution of concentration in the vicinity of the discharge point during a flood tide, and *Figure 6* is a similar presentation for the ebb tide, for one of these continuous release studies.

Two instantaneous releases of the dye have been made in support of a study of dispersion and water movement over a potential oyster seed bed area located in Holland Straits in the central region of the Chesapeake Bay. In this area clean oyster shell, called culch, is spread over the bottom in the early summer just before the oyster larvae, which are free-swimming

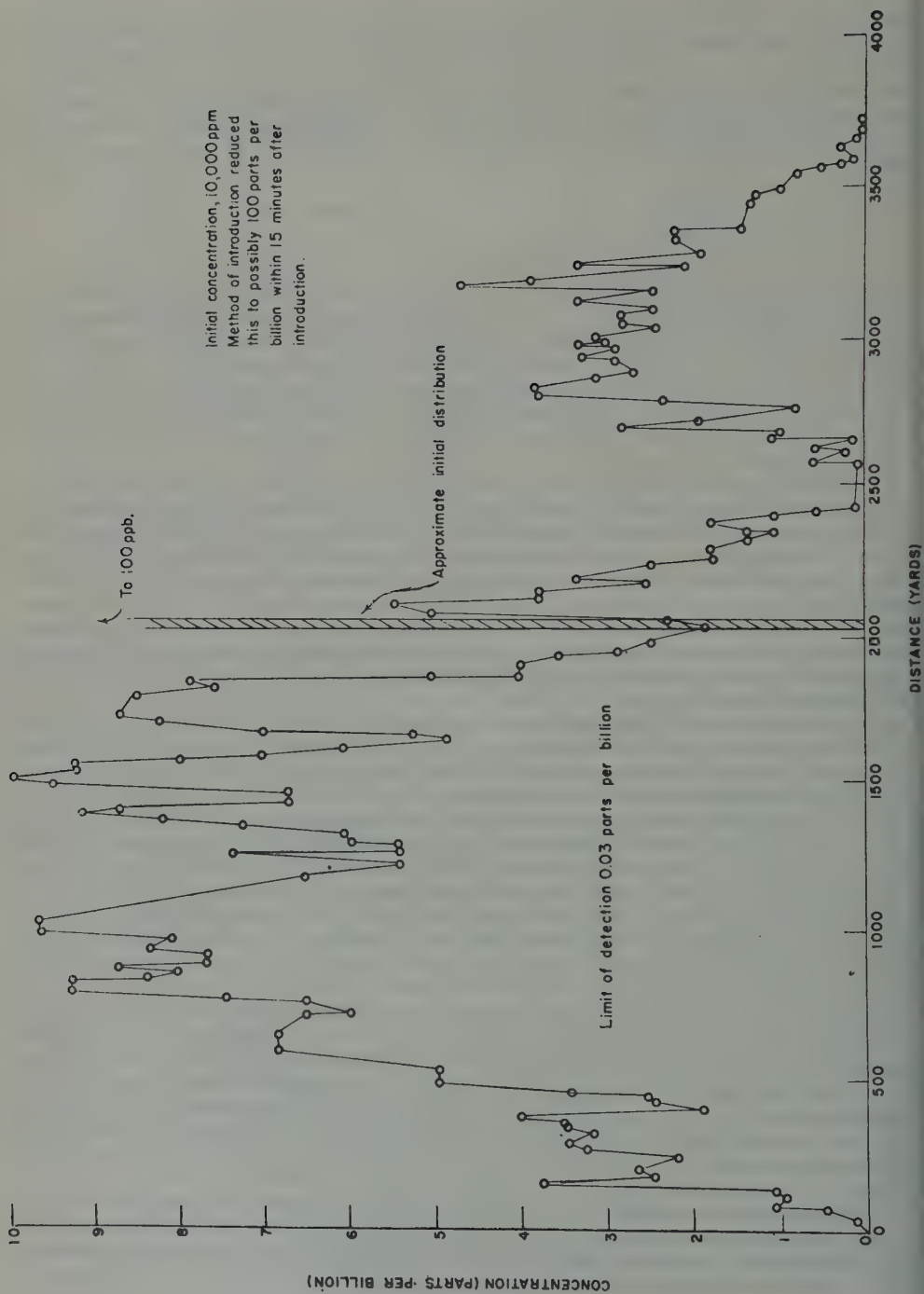


Fig. 4



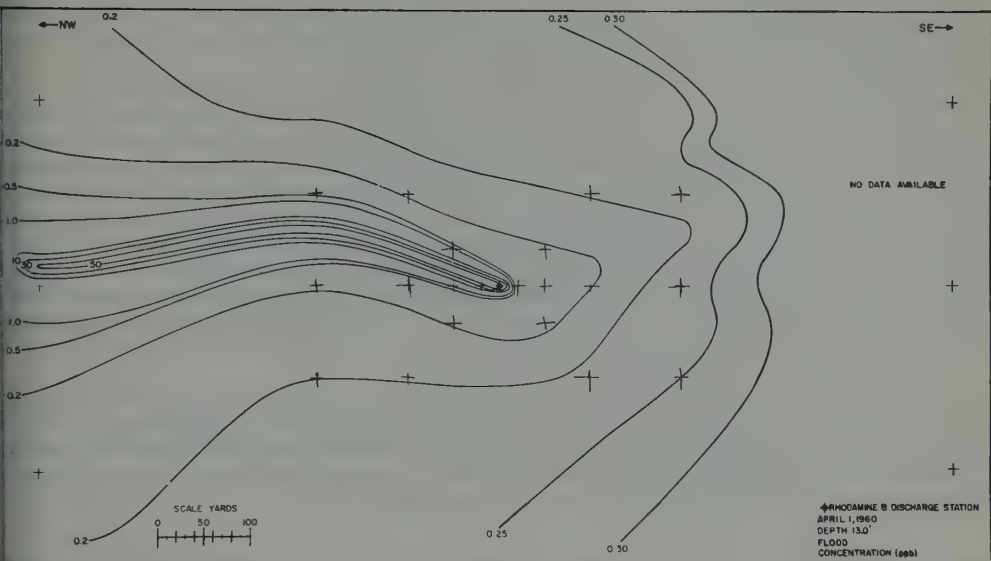


Fig. 5

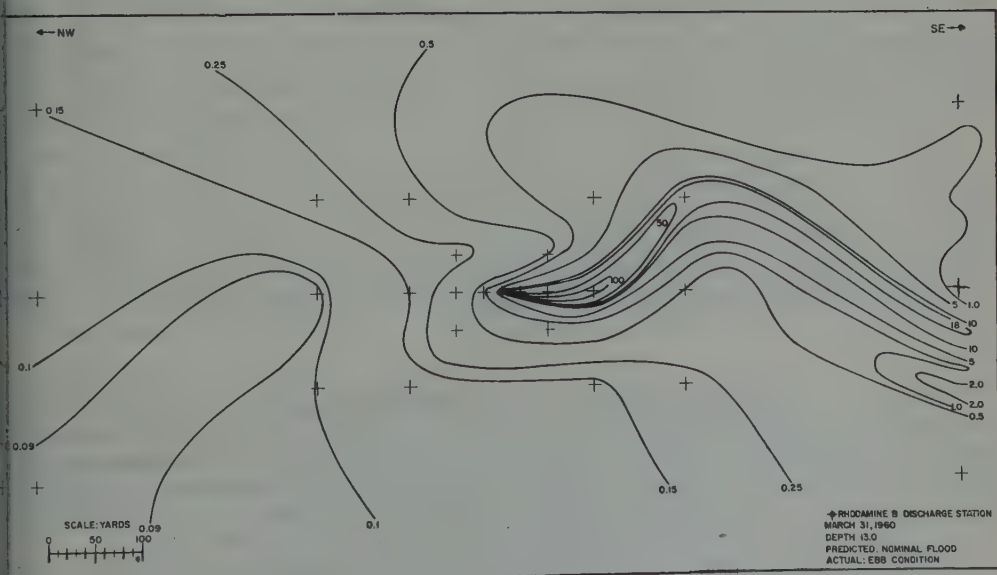


Fig. 6

members of the plankton for the first 14 days of their existence, are ready to "set". The purpose of this study is to determine the best location for planting the parent, or brood stock of oysters so that there would be the greatest probability of a successful set on the culch. This

study has been very successful in that the first experiment showed that the initially proposed location for the brood stock was quite undesirable, and the second experiment revealed a satisfactory location for the planting of the parent stock of oysters.

A considerable effort has been expended by various agencies to evaluate the dispersion and movement of contaminants in Delaware River and Delaware Bay, a large estuary located north of the Chesapeake Bay, since there are a great many industries and municipalities located on the tidal river and the upper estuary, and also large fisheries in the middle and lower estuary. The U.S. Army Corps of Engineers have constructed a large hydraulic model of this estuary which has been utilized to study the dispersion and flushing characteristics of the Delaware estuary. There has been considerable disagreement as to how well the model reproduced the small-scale mixing pattern of the prototype. An instantaneous dye release was made in the Delaware estuary which had as one purpose the verification of similar dye studies made in the hydraulic model of the estuary. Preliminary evaluation of the data collected on this program indicates a very similar pattern of distribution of dye concentration in the prototype and in the model over the three-day period of the experiment.

We have found it to be absolutely essential in these tracer studies to be able to continuously sample and measure the dye concentration. A continuous underway sampling assembly, utilizing streamlined aircraft struts to house the sampling tubes, has been developed and used in these studies. Water is pumped continuously from the desired sampling depth through the fluorometer, and the fluorescence continuously recorded.

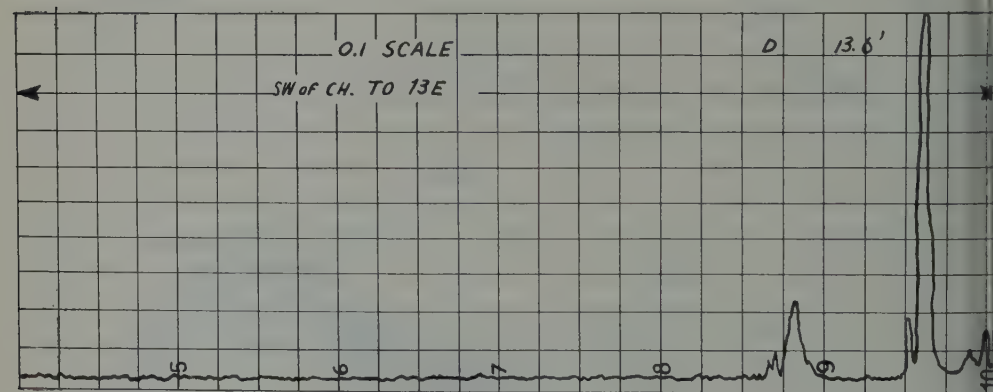


Fig. 7

Figure 7 is a photographic copy of a record from the fluorometer made during a crossing of the plume of dye streaming out from a continuous point source in one of our Baltimore Harbor experiments. This particular crossing was made within 500 meters of the discharge point, and the plume is very narrow. Because of the meandering of the plume in the field of flow it would be nearly impossible to obtain sufficiently instantaneous and closely spaced discrete samples to accurately describe this distribution of dye concentration.

Even in areas more removed from the source, where the dye has spread out over a considerable area, the turbulent character of the distribution makes discrete sampling unsatisfactory. Figure 8 shows a record of the dye concentration along a line about 1.3 kilometers from the discharge point. This record was made during the flooding tide at a position up current from the discharge point, and represents a segment of the plume which had extended several kilometers in the ebb direction on the previous tide, and had then folded back with the flood tide. Note that it would be extremely unlikely that discrete sampling could adequately

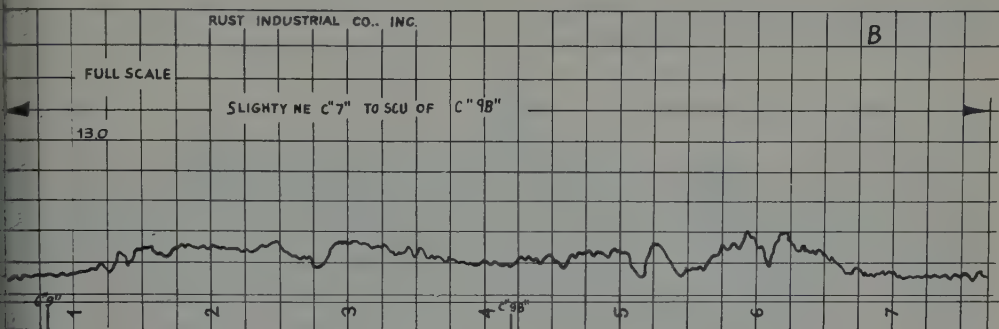


Fig. 8

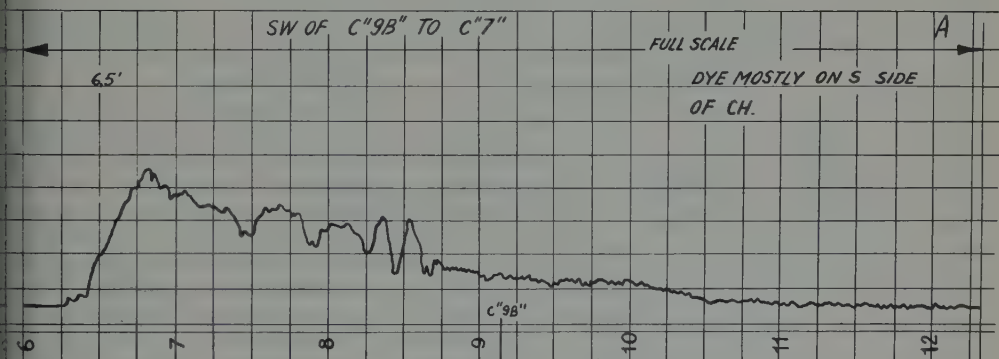


Fig. 9

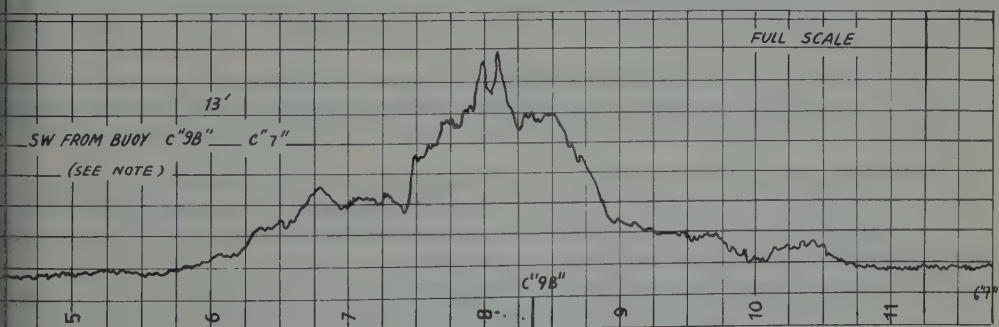


Fig. 10

Describe this variable spacial pattern of concentration. Figure 9 shows a record of the dye concentration from a crossing of the plume one kilometer down current from the release point, and Figure 10 is a record taken along the same line at a different time, showing the variability in the shape of the plume. The relatively flat portion of the record on the right and left-hand ends of these figures represents the background scattering and fluorescence. For a given area

this background varies about  $\pm 1$  fluorometer unit on the most sensitive scale, or the equivalent of about  $\pm 0.01$  ppb dye concentration.

### 3. COMPARISON OF OBSERVATION WITH THEORY

There have been several recent attempts to develop usable relationships for horizontal diffusion in the oceans. Joseph and Sendner (1958) have published a solution giving the time and space distribution of mean concentration from an instantaneous vertical line source into an ocean of infinite horizontal extent. These authors assume that the diffusivity varies linearly with distance from the center of the dispersing cloud, an assumption they support with experimental data. Akira Okubo, in unpublished notes, has shown that the data presented by Joseph and Sendner can be just as well satisfied by a relationship resulting from the assumption that the eddy diffusivity is, at any given instant, constant throughout the diffusing cloud, but varies with time as a power function of the increasing dimensions of the cloud. Both of these solutions have, as the pertinent diffusion parameter, a so-called "diffusion velocity", with the dimensions of  $L T^{-1}$ , rather than the classical coefficient of eddy diffusion, with the dimensions  $L^2 T^{-1}$ . Ozmidow (1958) assumes that the diffusivity varies as the  $4/3$  rds power of the distance from the center of the diffusing cloud, and arrives at yet a third relationship.

Schönfeld, in a mimeographed report issued by the Rijkswaterstaat, The Netherlands, and also in Appendix VI to the Report of the Ad Hoc Panel on Radioactive Waste Disposal to the Sea of the International Atomic Energy Agency, points out that any solution to the instantaneous point source diffusion problem should be superposable. He introduces a concept called integral diffusion and, under the assumption of a linear variation in the scale of turbulence, develops a solution which is superposable. He further argues that the other solutions which have been presented are not superposable. Schönfeld's solution also contains a parameter with the dimensions  $L T^{-1}$  which might be considered as a weighted mean turbulent velocity.

I will not here present the equations developed by these investigators, but will discuss certain features of the equations which offer the possibility of experimental verification with the data available from our dye experiments. The equations as presented actually apply to vertical line sources in a medium of infinite extent. However, by properly reflecting the solutions at physical boundaries, diffusion in environments of finite extent can be treated. Also, by integrating the solutions with respect to space, instantaneous sources of finite volume can be treated; and, by integrating with respect to time, the steady state distribution from a continuous source can be treated.

In this latter respect the equation presented by Joseph and Sendner is somewhat less than satisfactory, since an analytical solution for a continuous source is obtainable only along the central axis of the plume which develops in a steady, unidirectional current from such a source.

Not all the experimental dye releases we have made are suitable for comparison with the various theories of horizontal diffusion, and we have unfortunately not completed the analysis of the considerable amount of data obtained from these experiments. Therefore, the following represents only a preliminary comparison of observation and theory.

For an instantaneous release, the equations of Joseph and Sendner, Okubo, and of Schönfeld all reduce to the same form for the concentration at the center of the dispersing cloud, and give a decrease in concentration there proportional to time to the minus two power. Ozmidow, on the other hand, has the maximum concentration decreasing as the minus three power of time.

On Figure 11 the ratio of the maximum concentration,  $c$ , to the weight of dye discharged,  $M$ , times  $D$ , the vertical thickness of the layer containing the dye, is plotted against time for one of our instantaneous release experiments. Though the dye concentration was followed for five days in this experiment, only the observed distributions for 23 hours, 30 hours, and 52 hours were suitable for use in this comparison. The three points plotted fit a  $T^{-2.5}$  relation-



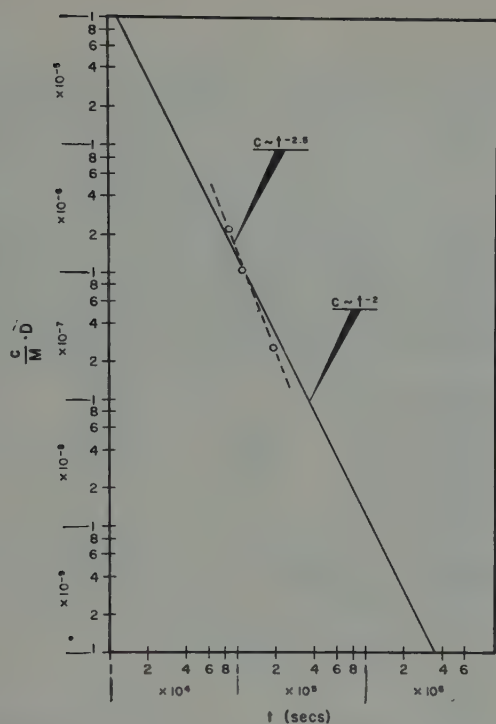


Fig. 11

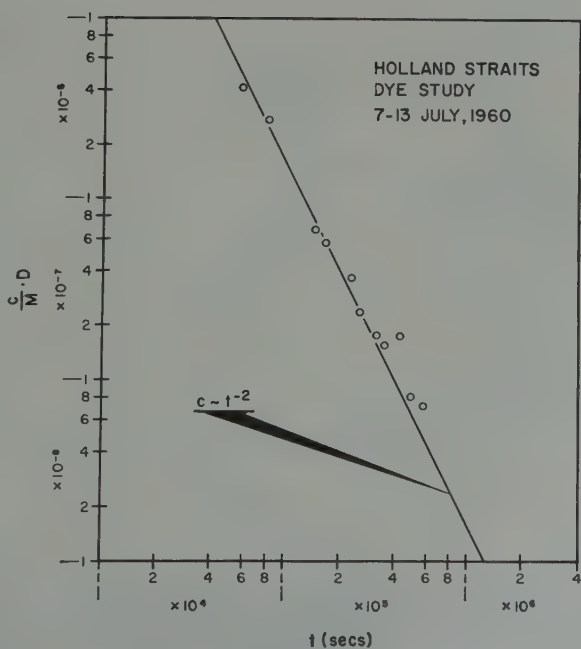


Fig. 12

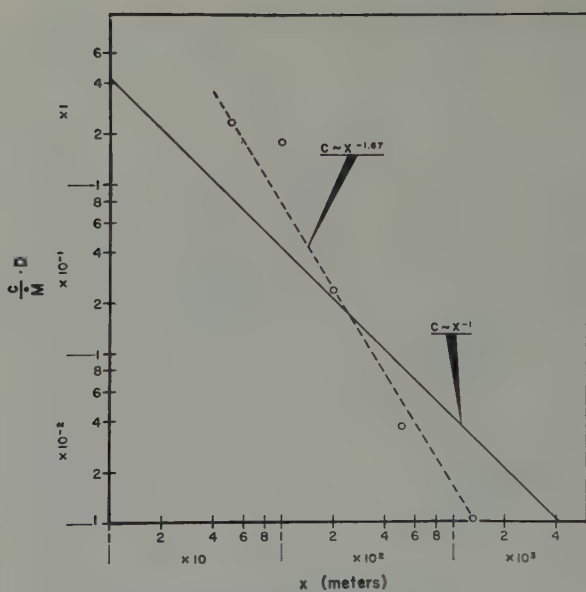


Fig. 13

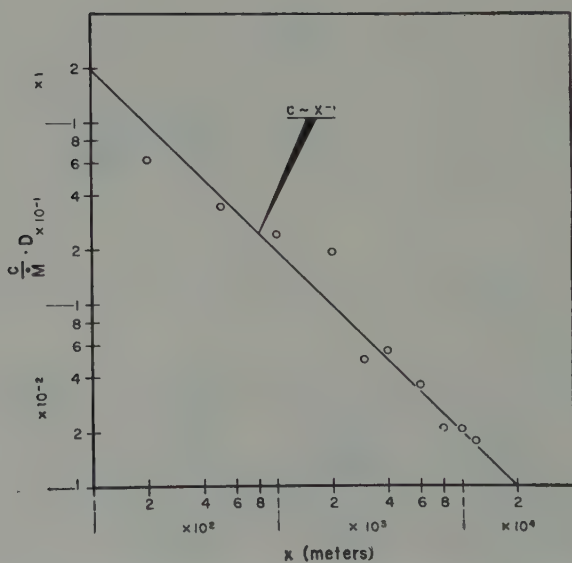


Fig. 14

ship, which lies between the  $T^{-3}$  power proposed by Ozmidov and the  $T^{-2}$  power proposed by the other investigators quoted. However, with only three points available little confidence can be placed in this result. Data from a second instantaneous release, this one conducted in

the Holland Straits area of the middle region of Chesapeake Bay, are given in Figure 12. Here eleven points, ranging in time from 16 to 180 hours (nearly seven days) after release of the dye, give a relatively good fit to the  $T^{-2}$  relationship. The "diffusion velocity" for the  $T^{-2}$  fit of the data in Figure 11 is  $5.1 \times 10^{-3}$  m/sec, and for the data in Figure 12 is  $3.2 \times 10^{-3}$  m/sec. These values are then somewhat smaller than the approximate  $2 \times 10^{-2}$  m/sec found by Joseph and Sendner for a wide range of phenomena in the open ocean.

The relationships proposed by Okubo and by Schönfeld are both readily integrated to give an equation applicable to the steady state distribution from a continuous source in a steady and uniform velocity field. An equation applicable to the concentration along the central axis of the steady state plume for this case is also obtainable from the relationship given by Joseph and Sendner, and for this special case all three theories yield equations having the same form

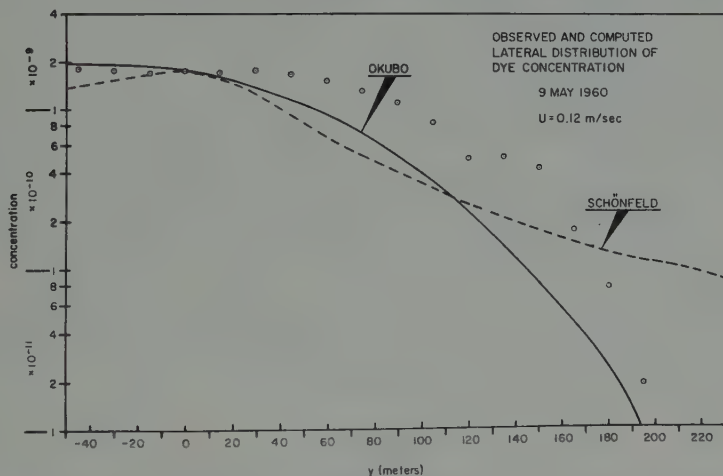


Fig. 15

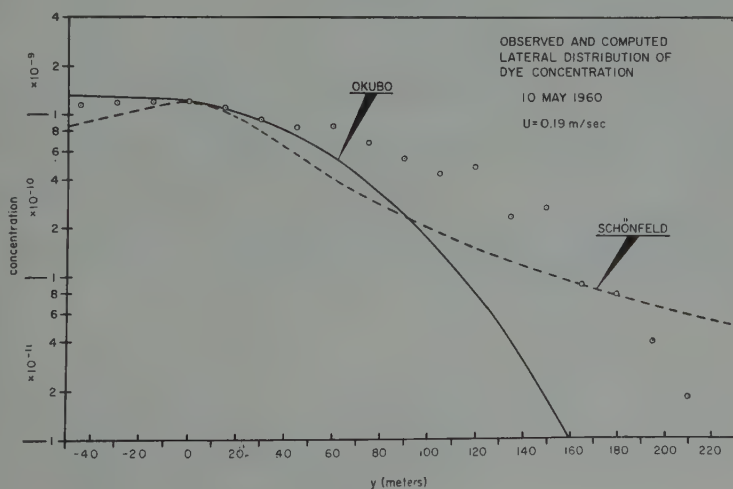


Fig. 16

and differing only by a small constant factor. These equations give a decrease in concentration downstream from the discharge point proportional to the minus one power of the distance.

In *Figure 13* data from one of the continuous discharges made in Baltimore Harbor are shown. The peak concentration,  $c$ , divided by the rate of discharge,  $M$ , and multiplied by the layer depth,  $D$  is plotted against distance,  $x$ , for values of  $x$  between 50 meters and 1.3 kilometers. These points do not satisfy the  $x^{-1}$  relationship. However, since Baltimore Harbor is a tidal waterway, with oscillating currents, it is questionable whether steady state is approached on any tidal phase. Perhaps more pertinent are data collected in Conowingo Reservoir where a relatively steady flow existed over much of the period of an experimental continuous discharge made there. Data collected along the axis of the plume at distances ranging from 200 meters to 12 kilometers are plotted in *Figure 14*. These data do give a reasonable fit to the  $x^{-1}$  relationship. The "diffusion velocity" indicated by this fit is approximately  $2 \times 10^{-3}$  m/sec.

The relationship derived from the theories of Schönfeld and of Okubo can also be compared with observed data on the lateral variation in concentration across the steady plume. Such a comparison is made in *Figure 15*, where the average of the concentrations observed on several repeated crossings of the plume 3 kilometers downstream from the release point are plotted. The computed lateral distributions, using the relationships proposed by Schönfeld and by Okubo, are also shown. The value of the "diffusion velocity" used in the computation was obtained from the observed downstream decrease in the peak concentration. It is seen that neither theory satisfactorily fits the data, though the shape of the lateral decrease in concentration is more nearly represented by the relationship proposed by Okubo. *Figure 16* is a similar plot, for the same location but under slightly increased velocities. As predicted by both theories, the observed width of the plume decreases with the increased velocity. However, again neither theory satisfactorily fits the data.

I again want to emphasize that we consider the results presented here to be preliminary in nature. We plan to continue to develop and utilize this tracer technique to study water movement and diffusion in estuarine and coastal waterways.

## REFERENCES

- COMMITTEE ON OCEANOGRAPHY, NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES, 1959, Artificial radioactivity in the marine environment: chapter 5, *Oceanography 1960 to 1970*, 31 pp.
- JAPANESE GOVERNMENTAL AGENCIES, 1958, Oceanographic research on waste disposal off the coast of Tokai-Mura: Peaceful Uses of Atomic Energy, *Proceedings of the Second International Conference in Geneva*, September, 1958, 18, P/1355, p. 404-409.
- MOON, FRANK W., Jr., CHARLES L. BRETSCHEIDER and DONALD W. HOOD, 1957, A method for measuring eddy diffusion in coastal embayments: *Institute of Marine Science IV* (2), p. 13-21.
- PEARSON, ERMAN A., 1959, Tracer methodology and pollutional analyses of estuaries: *First International Conference on Waste Disposal in the Marine Environment*, July 22-25, 1959, University of California at Berkeley.
- SELIGMAN, HENRY, 1955, The discharge of radioactive waste products into the Irish Sea: Peaceful Uses of Atomic Energy, *Proceedings of the International Conference in Geneva*, August, 1955, 9, P/418, pp. 701-711.
- JOSEPH, J., and SENDNER, H., 1958, Horizontal diffusion in the sea: *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, 11: 2, 49-77.
- OZMIDOW, R. W., 1958, *Akad. Nauk S.S.S.R.*, 120: 4, 761-763.
- SCHÖNFELD, J. C., 1959, Diffusion by homogeneous isotropic turbulence: Mimeographed Report from The Rijkswaterstaat, The Netherlands.



# CHANGES IN THE HYDROLOGICAL REGIME OF THE VOLGA ESTUARINE REGION

S.S. BAIDIN and N.A. SKRIPTUNOV. (URSS)

The estuarine region of the Volga river, including the delta and the estuarine offing, is the junction area for the waters of the Volga, the largest river in Europe, and the Caspian Sea, the largest lake in the world. The Volga delta area (about 19,000 km<sup>2</sup>) is crossed with 850 streams. The major part of the estuarine offing constitutes an expansive shallowwater area, 200 km. wide and 30-35 km. long, with less than 1 m depths, considerably grown with water vegetation. The remainder of the offing, 15-20 km. long, has depths varying towards the sea from 1 to 10 m. at the depth drop line where the sea boundary of the estuary offing lies. The drop in the sea level and the regulation of the Volga run-off have brought about changes in the hydrographical network, projection of the delta area by scores of kilometres and a shallowing-out of an appreciable offing water area, modifications in the current regime, water salinity and temperature, and ice conditions.

To a considerable extent the hydrological regime of the delta and the estuarine offing will further depend on the direction of movement of the bulk of the delta water, i.e. on the redistribution of the liquid and the solid run-off through its main bayous.

In the conditions of century-long variations of its level, the Caspian Sea advanced on the shores, to withdraw again. During the Quaternary period not less than three times the North Caspian area was submerged in the sea and then appeared back from the water. This mainly determined processes connected with the direction of movement of the Volga run-off. Therefore, in studying the hydrological regime of the present estuarine area it is necessary to look into the history of formation of the emergent, submersed (offing) and the buried parts of the delta. The current Volga delta was formerly a sea bottom covered with Caspian sea sediments occurring in the ancient Caspian strata. These reached the surface in lumpy form. The bottom of the delta offing still preserves lumpy formations too. They seem to be the continuation of the hilly terrain of the North-Western Caspian shore. In the delta, more ancient sediments are overlaid with delta sandy-argillaceous silts whose thickness reaches several metres in the West and the East of the delta, and measures 40 metres towards the middle of the delta. The bottom of the shallow offing with depths up to 1 m and an area of around 7,000 sq. km is covered with sediments brought by the delta streams.

In comparing maps of the delta for various periods with the graph of the Caspian level fluctuations, there can be established how the sea level changed for a certain period of time, i.e. whether it dropped or increased; and also there can be given approximated quantitative characteristics of the delta development, changes in the hydrographical network and the directions of movement of the water bulk. With the sea level relatively stable, the multiple delta streams are usually divergent, fan-like, at acute angles. Their waters flow into the sea the length of the entire shore line. On the offing, as such, the Volga waters are concentrated in individual channels or many rill marks, or else move in a thin layer of mass run-off. The hydrographical network of the submersed delta is, in general, a mirror reflection of the above-water network of the delta streams in the shore zone of the delta. With the sea level dropping rapidly, the run-off is concentrated in several delta arms, but later after the drop there starts the breaking of former submersed beds and the formation of the next fan-like pattern of streams. Early maps of the delta show an analogous position of the network of streams, connected with a rapid drop of the sea level in the past and a leap-like protrusion of the delta in certain periods. Thus, the sketch of the hydrographical network of the Volga delta allows, to an extent, to form an impression of the shape and size of the delta in the past. With this in mind, it proved possible to find out the main directions of the run-off and the position of the projection cones of the Volga river in various phases of the sea level.

The main direction for the larger streams led along the ridges of the Quaternary sediment coincident with the ridges of the surface terrain. In accordance with this, the hydrographical network of the Western and Eastern parts of the delta was formed in historical times. In areas with thicker Quaternary sediments there are situated fewer streamlets that often fail to carry their waters to the sea as surface run-off.

During shorter periods of time the distribution of run-off between the Eastern and the Western delta parts is influenced by factors of less duration: man's water economy measures, a rapid drop or increase in the sea level for a short lapse of time, for example, for a period of 10 years (1930-1940), etc. However, these factors but temporarily affect the main direction of concentrated run-off as it differs from the direction in which the ridges of the Quaternary sediments lie. The state of the shallow hydrographical network on the whole delta area is also greatly influenced by the depth of the first water-bearing stratum and the flowing sands in the delta, as well as by their thickness. This, probably, determines the amount of water loss through the filtration and de-concentration of the water discharge, which leads to the branching-out of the water streams and their degeneration.

Thus, the development of the delta-forming processes in the past and in the present determines the formation of this or that hydrographical network. There might be mentioned two types of stream-formation in the delta: 1) on a river bar at the frith, and 2) where the bayou waters break through into the sea or into lower sections. The main formation of the hydrographical network of the Volga delta takes place at its seaward end due to the active and passive projection of the delta. The active projection of the delta is caused by the sediment transport, and the passive projection is determined by the drainage of vast offing areas and their joining the delta as the result of the drop in the sea level.

The most impressive sea level drop for the recent times occurred in the period from 1930 to 1940 (-1,7 m). This drop led to a drainage of a considerable offing area, equal to 2600 sq. km, and the sea end of the delta protruded seaward by 5 to 13 km. There was a quicker growth of shoals, elongated leveed banks and islands blocking the mouths of bayous and hampering their activity. The run-off partly shifted to other streams, with more water and free to flow into the sea. The network of streams at the sea end was reduced. The process progressed with a certain delay as regards the period of the intensive sea level drop.

The advancement of bars, growth of shoals and islands, breaking-up and deterioration of streams, are observed continuously and form a single process of delta-growth. This process reflects long term (centennial) interaction of the river and the sea on the estuarine offing. An irregular sedimentation on the offing, combined with the wind turbulence and the currents concentrate the silt in specific sections of the offing and create its particular relief. In a considerable degree this is aided by the overgrowing of shallow water areas. The vegetation slows down the movement of the water, filters it, causes the precipitation of suspended load and the stoppage of bottom silt.

The relatively rapid change in the offing relief form and the offing depth leads to the blocking of various stream mouths and to the pondage which exerts a notable influence on the re-formation of the delta hydrographical network.

The storage of the delta waters is also regularly occasioned by the piling-ups. In some cases the water head can extend as far as hundreds of kilometres from the sea edge. The greatest influence of the piling-ups is felt in the Eastern part of the delta. In its Western portion this phenomenon is smoothed down by the water flowing into the Western ilmens (small lakes).

Thus, the offing «governs» the delta, in a way, by affecting its hydrographical network and the distribution of the run-off in the streams, mostly near the sea end. Depending on the Volga run-off fed to the delta, this influence is not equal and varies from year to year and from season to season, therefore then run-off distribution on the delta sea end differs with time and area. But the offing itself suffers changes under the influence of the liquid and solid run-off of the delta and its distribution. Thus, the delta and the offing are constantly inter-related, and any changes in one result in corresponding modifications of the other.

There is observed recently a partial deterioration of the Volga delta and a re-formation

of its hydrographical network. Its latitudinal run is reduced, its petty hydrographical network diminished, the run-off concentrating in larger streams. There takes place, however, a projection of the delta into the sea and a formation of a new hydrographical network on the fresh band of land deposited on the offing in the last decades.

The direction of the delta development also changes from time to time, depending on the gradient of the water surface, i.e. the values of the slope from the delta apex to the sea for the bayous, and from the forking-point to the sea for streamlets. Besides, this direction also depends on the direction of the water discharge concentration. If the length of a stream grows, it must die off provided the level of the receptacle remains unchanged. However, in the Volga delta the run-off distribution among the main streams has its regularities, to judge by the example of the two largest streams: the Western and the Eastern. The Western bayou is more than 1.5 times longer than the Eastern one. But it has a canal at its mouth. The Western stream breaks into many streamlets in passing a lower portion of the delta. Owing to a considerable bifurcation of the streams at the sea end, there is formed in a number of delta areas, especially in the East, a dynamic ponding and a rise in the level resulting in reduced slopes upstream. Through an extended head wave, this phenomenon causes changes in the upper reaches of larger bayous and streams of the delta. During the flood the Eastern stream discharges 1.5 times more water than the Western one, and vice versa for the low water period. The spring flooding of the lower delta appreciably shortens the distance from the beginning of the stream to the sea in the Eastern part of the Volga delta. This increases the water surface slope and the discharge share coming to the Eastern part. There is also a corresponding rise in the amount of silt brought to the Eastern stream and precipitated in the middle and lower delta portion, as well as on the shallow offing. The amount of solid load in the streams is not proportional to the water run-off value. In the flood period it is more than 50% solid and less than 50% liquid run-off. During the low water period, at the time when water discharges are small and there is no overflowing in the bottomland, the freer exit of the river waters into the sea via the canal of the Western stream greatly reduces the erosive action of the Eastern stream.

The shoals, elongated banks and islands, thickly grown with vegetation, block the streams and lead to a lockup, which results in a reduced slope and slower current velocities. The sediments formed in the flood period are neither washed nor carried away, especially in the middle delta and on the shallow offing.

The sea level drop continuing, mouths of such streams in a number of areas can not keep pace with the withdrawing sea edge, a blind delta is formed, and the streams fail to bring their waters into the sea. Many streamlets die off, and vast areas of the delta are drained up, especially in its Eastern part.

Proceeding from the regularities observed in respect of the run-off distribution over streams and the development of the hydrographical delta network, one can arrive at a number of conclusions concerning the general tendency of a possible re-formation of the hydrographical delta network and the change in the hydrological regime of its individual areas.

The regulation of the Volga run-off for the flood period will introduce no major changes into its distribution over the main streams, but it will reduce the area flooded in spring. An appreciable re-distribution of the run-off must occur in the low water period, one can expect a rise in the run-off share of the Eastern delta streams. The result can be a lower silting and a higher erosive activity. These processes, however, will not be given an essential development with the increase of depths in the Western stream, where, as before, the waters will find a better exit into the sea.

The last drop in the sea level has produced a strong effect on the hydrography of the estuarine offing. It has become much shallower, the run-off concentrates more in the main streambeds, and the surface run-off has been greatly reduced, the run-off current speed has gone up causing the intensive sedimentation zone to shift seawards. The value of the tidal level fluctuations has come down at the delta sea end, and it has prominently risen on the sea bar, that is, the zone of the widest amplitude of these fluctuations has moved 40 km South. The ice regime is of a stricter character now. In some spots on the sea bar the water freezes down to the bottom,



and this results sometimes in a complete isolation of individual offing areas near the delta whereas stream-beds are eroded.

The Volga estuarine offing falls into the type of the tideless shallow offing with a drop in depths. Its formation was determined by the initial shallow depths of the Northern Caspian Sea, the large amount of the Volga liquid and solid run-off and the decrease in the sea level. The peculiarities of the hydrology of the offing are now mainly controlled by the Volga run-off as well as the offing morphology, forming a complicated picture in their combination with the variations of the sea level.

According to the character and the degree of inter-relationship of the above-cited factors there can be pointed out three large natural areas: shallow (advance-delta), central (from the sea bar to the depth drop line), and the depth drop area. 30-35 km away from the sea end of the delta there is situated the sea bar, several kilometres long, in whose formation an active role is played by the sea. The shallow area from the delta sea end to the bar inclusive is liable to a dominating influence of the stable run-off current. In advancing from the delta farther into the sea, the wind influence is felt stronger, and therefore drift-run-off currents prevail in the second area. The piling-up wind causes the convergence of the run-off and the drift currents on the bar. Here their velocities are the lowest and the level rise is the highest. The precipitation of suspended silts coming from the delta and from the sea is most active in this section. In the depth drop area the offing currents encounter the permanent currents of the sea. During seaward and piling-up winds the near-bottom contradictions are strongly expressed here; their upper boundary is indicated by the stratum with the abrupt change in the water salinity. During the run-off there is observed a run-off current between the sea bar and the depth drop area, but at this time the conditions for the formation of the salinity (density) leap stratum are created here.

The sea salt water does not pass into the streams and does not wash the delta sea end either. The fresh waters on the offing cover an area of about 10,000 sq.km. Their volume is 3.5 times less than the Volga annual run-off. They move over the offing in a single flow during the great flood period, and in two flows (Western and the Eastern ones) in spring and in the autumn which can be explained by the irregularity of the distribution of the Volga run-off at the sea end of the delta. This division is emphasized by the influence of the dominating waterdriving winds of Eastern bearings, when the Western part of the offing contains the most freshest waters of the surface stratum. The area of weak run-off currents lies between two fresh water flows.

The convergence zone for the fresh (river) and the salt (sea) waters is situated far away from the delta in the depth drop area. Here lies the zone of the largest vertical and horizontal salinity gradients, take place considerable seasonal changes related to the amount and the direction of the current Volga run-off and the wind regime. Besides, the offing, in contrast to the rest of the sea areas beyond the depth drop area is subject to frequent short-term changes in the water salinity (from several hours to several days), which brings around a most unstable regime of the offing water salinity.

Due to its shallowness in spring and summer, the offing plays the role of a certain «warmer» of the river waters coming to the sea. Within a stretch of 35-40 km they may be up 5-6°. Quite the opposite, in spring the river waters are cooled here before they reach the zone of mixing with the sea waters. These processes depend on the water movement and the depth. As a rule, the shallow area is noted for the vertical homothermy. Here also lies the zone of the largest horizontal gradients of the water temperature. In the area from the bar to the depth drop area the vertical gradients are feebly expressed, and in the depth drop area there is an appreciable vertical stratification of the water temperature.

The specific conditions of the Volga estuarine offing determine the peculiarities of its ice regime. First the ice cover is set on the shallow area forming a certain «ice belt» separating the unfrozen large delta streams from the open waters of the delta and the sea. The Eastern part of the offing freezes first, and is followed by the Western part. The breaking-up of the ice proceeds the other way round. In autumn the ice edge moves by degrees from the bar to the



depth drop area where it keeps in 50% of all cases. In severe winters, waters in some areas freeze to the very bottom on the shallow offing, and the entire offing is characterized by the development of hummocks and stamukhas. The ice regime on the shallow offing considerably affects the hydrological regime of the delta especially on the re-distribution of the run-off and the re-formation of the hydrographic network at the delta sea end, as well as on the formation of the offing relief. The ice hummocking occurs mainly due to the wave disturbance, especially south from the bar.

The wave arriving from the open deeper part of the sea in summer gradually attenuates when passing the offing, especially a shallow and an overgrown one. The disturbance contributes to the silt shift and the offing bottom formation. On the shallow offing the bulk of the sediments moves west and north-west, which aids to block water streams, particularly in the Eastern delta part.

In case of a further drop in the Caspian Sea level the projection of the delta will be mostly at the expense of the shallow offing drainage and, in the first turn, of the present sea bar. The estuarine offing area will be essentially reduced. The river run-off at the delta sea end will concentrate in large stream-beds that will later develop into new delta bayous. Considering the possibility of shifting the biggest portion of the run-off into the Western stream, there can be anticipated a formation of a new shallow offing with fresh water in the Western part of the North Caspian Sea and the new delta area.

# QUELQUES RÉSULTATS DE L'ÉTUDE D'ÉCOULEMENT MINIMUM DES COURS D'EAU DE LA R.P. ROUMAINE

CONSTANTIN DIACONU

*ing. chef de la Section d'Hydrologie de l'Institut des Etudes et Recherches Hydrotechniques  
Bucarest*

L'écoulement minimum des cours d'eau de la R.P. Roumaine se produit dans la période d'été et d'automne, à cause des quantités réduites de précipitation et des températures élevées; ainsi que dans la période d'hiver quand l'écoulement est conditionné par les précipitations sous forme solide en petite quantité et par les phénomènes d'hiver, comme suite des températures réduites de cette saison. Dans les deux situations, les cours d'eau s'alimentent exclusivement des réserves d'eau souterraine, l'écoulement minimum étant dépendant, d'un côté, des caractéristiques de ces réserves, et de l'autre de la capacité de drainage par le réseau superficiel. Dans ces conditions, l'azonalité de l'écoulement minimum sur le territoire roumain est exploitable. Comme résultat, les recherches effectuées jusqu'à présent ont permis de formuler certaines lois générales concernant l'écoulement minimum.

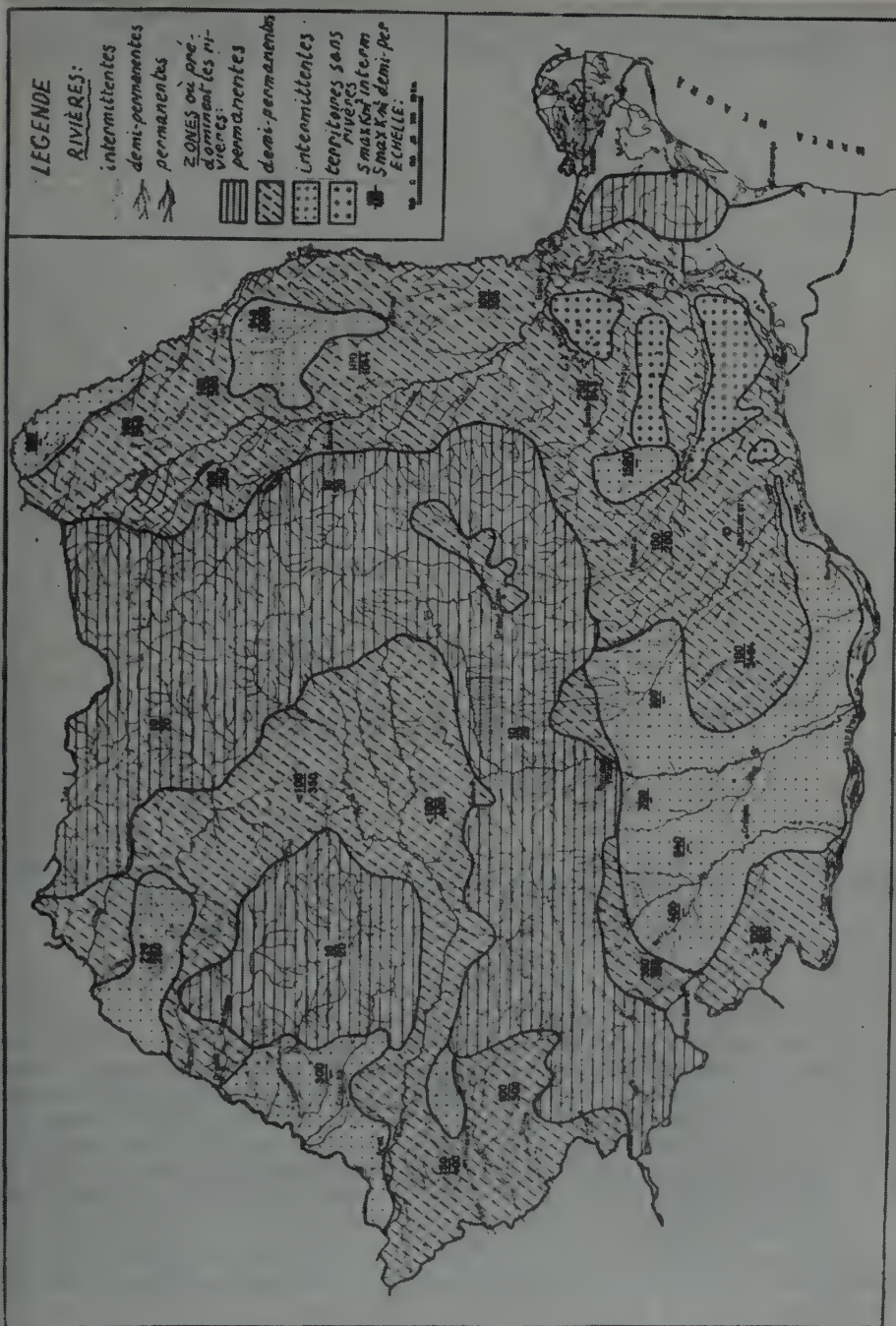
La base des études sur l'écoulement minimum est constituée par les données concernant les débits des cours d'eau établis aux postes hydrométriques et par les matériaux résultats des hydrographiques, ainsi que des expéditions hydrométriques et hydrographiques.

Cette base a conduit facilement à la connaissance des cours d'eau qui présentent des phénomènes de tarissement dans la période d'été et d'automne. La synthèse des connaissances concernant ces cours d'eau de la R.P. Roumaine est concrétisée dans la «Carte du tarissement des cours d'eau», élaborée entre les années 1956-58 (fig. 1).

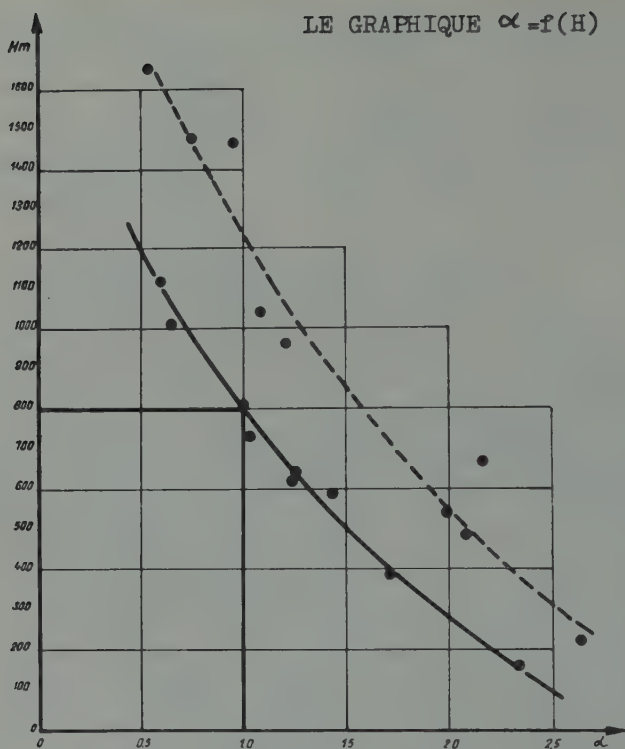
Les données concernant le tarissement des cours d'eau dans la période d'hiver ont permis l'élaboration de travaux de synthèse satisfaisants seulement sur certaines zones du territoire à cause de l'insuffisance des observations de longue période et du manque de précision des informations. On a pu arriver à la conclusion certes que le tarissement dans la période d'été et d'automne est plus fréquent que celui de la période d'hiver sur la plus grande partie du territoire roumain.

L'insuffisance des données sur les débits, pose aussi des problèmes difficiles en ce qui concerne la connaissance de l'écoulement minimum des cours d'eau à caractère permanent. Les données dont on dispose se réfèrent en général seulement aux dernières années en commençant par l'année 1950, date de laquelle on détient les premiers résultats des jaugeages. Naturellement, on s'est posé le problème de prolonger la série des données par la valorification des observations sur les niveaux des périodes antérieures, en utilisant les jaugeages effectués après 1950. Mais, à cause de l'instabilité des lits des cours d'eau, phénomène qui se rencontre à la majorité des rivières du territoire, cette valorification n'est possible en général, dans les limites d'une approximation acceptable, que pour un nombre restreint de postes hydrométriques. Evidemment, ces motifs sont valables pour les débits journaliers, ne se référant pas pour les valeurs des débits mensuels moyens. Le tableau annexé contient les résultats de ces travaux de valorification. On a noté dans les colonnes 7, 10 et 13 les valeurs des débits moyens plurianuels et les moyens des débits mensuels moyens le plus réduits des périodes IV-XI de chaque année et XII-III de chaque hiver de la série des années, précisées dans la colonne 6. Pour la facilité de cet exposé on notera les valeurs des débits indiqués ci-dessus respectivement par  $\bar{Q}_0$ ,  $\bar{Q}_v$  et  $\bar{Q}_t$ .

Une première conclusion qu'on peut déduire de ces données se réfère au rapport  $\alpha = \frac{Q_i}{Q_v}$ .



LA FIGURE 1. LA CARTE DU TARISSEMENT DES COURS D'EAU



LA FIGURE 2

L'analyse de ce rapport en fonction de l'altitude moyenne des bassins versants respectifs conduit à la conclusion que sur les cours d'eau de la R.P. Roumaine ayant des bassins versants à altitude moyenne moindre que 800 m, il existe l'inégalité suivante :

$$\alpha > 1 \text{ ou } \bar{Q}_t > \bar{Q}_v$$

ce qui est représenté dans le graphique de la fig. 2.

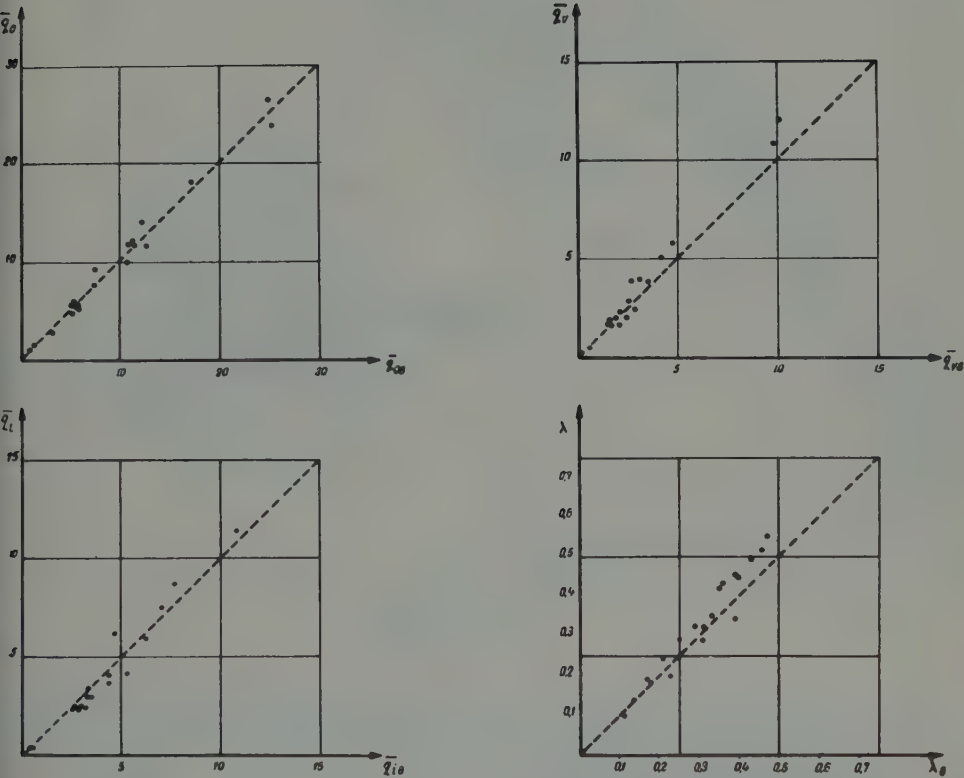
Cette conclusion correspond aux caractéristiques climatiques du territoire. Les températures élevées de la période IV-XI et le manque des précipitations dans la seconde moitié de cette période, favorise pour les cours d'eau à basse altitude des conditions d'épuisement des réserves d'eau souterraine, plus favorables que dans la période d'hiver, qui a une durée relative courte, en temps que les réserves souterraines sont complétées en grande partie par les pluies d'automne. Pour les altitudes plus hautes, dans la période d'été et d'automne les températures sont plus basses et l'humidité plus forte, pendant que l'hiver, à cette altitude, est plus prolongé avec des températures plus basses, ce qui favorise un épuisement plus rapide des réserves d'eau souterraine.

Etant donnée cette conclusion, notre attention a été dirigée, en premier lieu, vers l'étude de l'écoulement minimum de la période d'été et d'automne.

En vue d'utiliser les données sur les débits obtenus directement au moyen de jaugeages



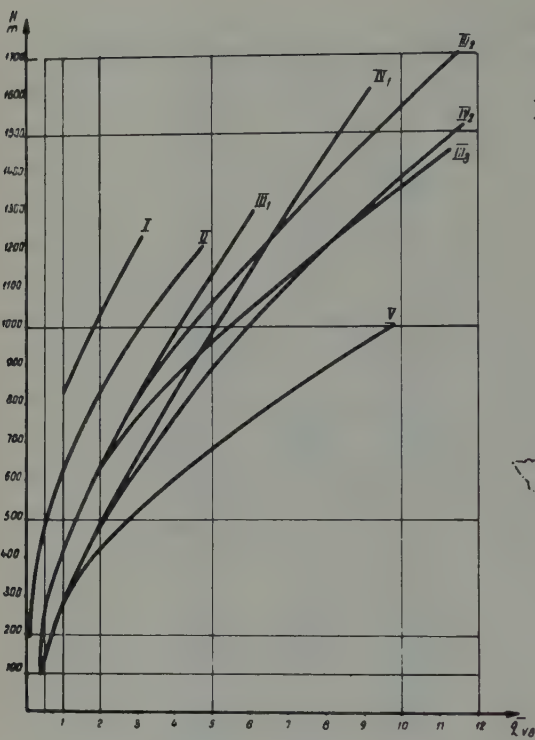
# LES GRAPHIQUES $\bar{q}_0 - \bar{q}_{08}$ ; $\bar{q}_v - \bar{q}_{v8}$ ; $\bar{q}_i - \bar{q}_{i8}$ ; $\lambda - \lambda_8$



LA FIGURE 3

aux postes hydrométriques on a essayé de comparer les débits cités c-dessus  $\bar{Q}_0$ ,  $\bar{Q}_v$  et  $\bar{Q}_i$  avec les débits analogues obtenus comme moyennes pour des périodes plus courtes des dernières années.

La période des années 1950-57 (8 années) qui contient des années caractéristiques à basse moyenne et forte humidité, a donné les valeurs moyennes analogues  $\bar{Q}_{08}$ ,  $\bar{Q}_{v8}$  et  $\bar{Q}_{i8}$  qui comparées aux valeurs moyennes  $\bar{Q}_0$ ,  $\bar{Q}_v$  et  $\bar{Q}_i$  ont permis de tirer la conclusion que ces valeurs moyennes de 8 années peuvent caractériser dans les limites d'une approximation acceptable les valeurs correspondantes déduites des séries plus longues. Il est à remarquer qu'on peut obtenir des relations plus serrées entre valeurs relatives, par exemple les valeurs relatives  $\frac{Q_v}{Q_0}$  et  $\frac{Q_{v8}}{Q_{08}}$ , ces dernières étant notées par  $\lambda$  et respectivement  $\lambda_8$ . Ces résultats sont illustrés,



LES GRAPHIQUES  $\bar{q}_{v8}=f(H)$  ET  
LA CARTE DES ZONES



LA FIGURE 4

par les graphiques de la fig. 3. On a utilisé dans ces graphiques les débits spécifiques ( $q = \frac{Q}{F}$ , ou  $F$  représente la surface du bassin versant).

En conséquence, pour caractériser les valeurs  $\bar{Q}_v$  et  $\bar{Q}_i$  il est possible d'utiliser dans les conditions du territoire roumain les valeurs  $\bar{Q}_{v8}$  et  $\bar{Q}_{i8}$  établies pour un nombre de plus de 2500 postes hydrométriques.

L'analyse des débits spécifiques  $\bar{q}_{v8}$  et  $\bar{q}_{i8}$  a permis de déterminer des relations zonales suffisamment serrées entre ces valeurs et les altitudes moyennes des bassins versants. Comme exemple, pour le territoire roumain on a déduit les relations zonales  $\bar{q}_{v8} = f(H)$  figurées dans le graphique de la fig. 4. Dans la même figure on a représenté aussi sur une carte la limite des zones de valabilité de ces relations.

Les relations  $\bar{q}_{v8} = f(H)$  et  $\bar{q}_{i8} = f(H)$  confirment une loi générale selon laquelle l'alimentation souterraine des cours d'eau augmente avec l'altitude dans les conditions du territoire roumain. Les zones déterminées expriment l'unité des facteurs physiques et géographiques déterminants pour l'écoulement minimum (géologie, profondeur d'érosion, etc.).

Plus loin, en employant les relations zonales établies il a été possible de tracer des cartes avec les isolignes des valeurs  $\bar{q}_{v8}$  et  $\bar{q}_{i8}$ . Comme exemple, on présente dans la fig. 5 la carte des isolignes  $\bar{q}_{v8}$ . Ces cartes donnent une première image de l'écoulement minimum sur l'en-

LA CARTE AVEC LES  
ISOLIGNES DES VA-  
LEURS  $\bar{q}_{v8}$



LA FIGURE 5

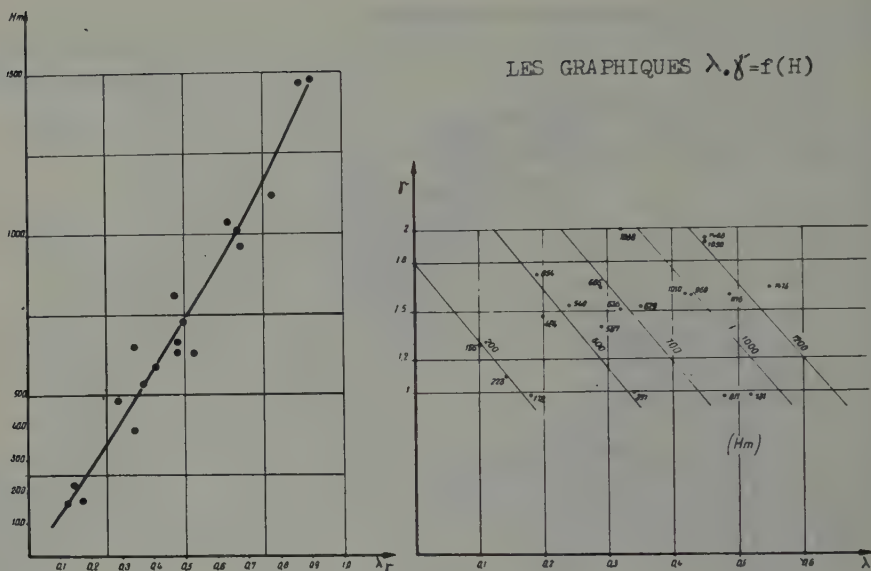
semble du territoire du pays, ayant aussi une importance pratique pour le développement ultérieur des calculs pour l'évaluation de l'écoulement minimum. Il est évident que pour les évaluations de cette nature, les cartes doivent être employées en tenant compte de certaines limites de valabilité déterminées par les conditions dans lesquelles elles ont été établies (par exemple, seulement pour les cours d'eau permanents, dans les zones sans phénomènes cartiques, etc.).

Afin de pouvoir connaître les coefficients de variation et d'assymétrie des valeurs  $\bar{Q}_v$  et  $\bar{Q}_i$  on a du recourir à l'analyse de ces coefficients en tenant compte de l'influence des principaux facteurs déterminants. Cette analyse a été faite au moyen des données du tableau indiqué ci-dessus.

En ce qui concerne l'évaluation du coefficient de variation pour l'écoulement minimum d'été et d'automne ( $C_{vv}$ ), celui-ci a été établi en tenant compte de l'influence de la richesse d'eau exprimée par le débit moyen spécifique  $\bar{q}_0$ , du coefficient de variation de l'écoulement annuel ( $C_v$ ) et de l'irrégularité de l'écoulement pendant l'année exprimée par le rapport

$\lambda = \frac{\bar{Q}_v}{\bar{Q}_0}$ . La relation pour les conditions du territoire roumain la structure suivante :

$$C_{vv} = f(\bar{q}_0, C_v, \frac{1}{\lambda})$$



LA FIGURE 6

Notant  $\frac{C_{vv}}{C_v} = \gamma$ , cette relation peut être exprimée sous la forme :

$$\lambda, \gamma = f(\bar{q}_0)$$

Dans les conditions de zonalité verticale de l'écoulement moyen [ $\bar{q}_0 = f(H)$ ], qui existent pour le territoire roumain, la relation peut s'écrire aussi sous la forme :

$$\lambda, \gamma = f(H)$$

Les graphiques de la fig. 6, présentent cette dernière forme de la relation. Ils ont été construits en employant les données résultées des séries de longue période, disponibles pour les territoires du pays. Il est nécessaire de préciser que ce résultat a un caractère général et que les nouvelles données qui seront obtenues ultérieurement créeront la possibilité de préciser la relation, par rapport à des éventuelles zones caractéristiques.

Pour déterminer le coefficient d'assymétrie des valeurs  $\bar{Q}_v(C_{sv})$ , il a été obtenu la relation :

$$C_{sv} = 1,5 - 2,0 C_{vv}.$$

Conformément aux indications données ci-dessus on peut calculer le rapport  $\lambda$ . Il est aussi possible de calculer la valeur du coefficient  $C_v$ , qui pour le territoire de la R.P. Roumaine est donné par la relation :  $C_v = B - 0,32 \log. \bar{q}_0 - 0,05 \log. (F + 1)$  ou  $B$  représente un paramètre géographique, zoné sur le territoire, qui a des valeurs comprises entre 0,77-0,94. Il est donc possible de calculer, la valeur  $C_{vv}$  en utilisant l'un des graphiques de la fig. 6.

Les données disponibles ne permettent de formuler que des relations approximatives pour les coefficients de variation et d'assymétrie de l'écoulement minimum en période d'hiver, c'est-à-dire :

$$C_{vi} \cong C_{vv}; C_{si} = 1,5 - 2,0 C_{vi}$$

Les débits moyens journaliers peuvent être évalués en multipliant les débits mensuels respectifs à certains coefficients (plus petits que l'unité) déterminés par l'analyse des courbes de tarissement résultée des données d'observation directe pour des périodes d'environ 30 jours.

Des nouveaux résultats, en cours d'être obtenus dans le problème de la connaissance de l'écoulement minimum des cours d'eau de la R.P. Roumaine préciseront et développeront certainement les premiers résultats déjà obtenus.



# DOONEES HYDROMETRIQUES

N <sup>o</sup> CH	LA RIVIERE	LE POSTE HYDROMETRIQUE	F Km <sup>2</sup>	H m	LA PERI- ODE	DONNEES SUR LES DEBITS MOYENS				DONNEES SUR LES DEBITS MIN. D'HIVER				OBSERVATIONS						
						Q <sub>10</sub> m <sup>3</sup> /s	Q <sub>100</sub> m <sup>3</sup> /s	Q <sub>1000</sub> m <sup>3</sup> /s	Q <sub>10000</sub> m <sup>3</sup> /s	Q <sub>10</sub> m <sup>3</sup> /s	Q <sub>100</sub> m <sup>3</sup> /s	Q <sub>1000</sub> m <sup>3</sup> /s	Q <sub>10000</sub> m <sup>3</sup> /s							
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
1	Danubius Niz	Chuy	1296	960	0300-57	14.6	14.6	0.12	3.78	5.73	0.35	7.60	5.01	0.55	1.71	0.43	0.36	1.59	0.60	—
2	Soroca	Sadu Mare	15 154	540	—	117	111	0.34	28.5	22.8	0.58	56.8	67.4	0.58	1.99	0.26	0.21	1.53	0.37	—
3	Trinava Muz	Trinavani	1 472	507	1930-57	8.62	7.79	0.38	2.51	2.42	0.53	3.60	3.77	0.66	1.43	0.29	0.31	1.40	0.61	Pour hiver 1940-57
4	Mures	Alba Iulia	17 848	686	—	402	391	0.38	38.2	28.5	0.57	42.2	49.6	0.61	1.75	0.32	0.29	1.50	0.68	—
5	—	Arad	27 046	629	—	154	156	0.31	54.2	51.1	0.47	67.6	79.7	0.53	1.75	0.35	0.33	1.52	0.53	—
6	Trin's	Logoj	2 706	665	1935-57	37.8	37.7	0.36	10.9	8.40	0.59	23.5	20.8	0.60	2.16	0.29	0.25	1.64	0.68	—
7	Mureș	Mocrea	8 62	654	0331-57	9.83	10.7	0.38	1.91	1.80	0.60	—	—	—	—	0.19	0.17	1.72	0.34	—
8	Jiu	Dodani	2 270	444	1930-57	92.2	100	0.36	16.1	28.1	0.53	37.6	40.2	0.60	2.08	0.20	0.23	1.47	0.29	—
9	Dni	Pelchova	5 640	611	—	29.7	32.5	0.37	19.1	16.1	0.36	14.0	17.8	0.57	1.00	0.48	0.50	0.97	0.67	—
10	—	Reginaș	9 085	781	—	50.8	51.6	0.32	26.9	23.7	0.31	27.3	30.3	0.36	1.04	0.18	0.46	0.97	0.50	—
11	Sadu	Sadu J	222	1475	—	5.60	5.68	0.36	2.69	2.60	0.36	1.65	1.55	0.32	0.75	0.55	0.47	1.64	0.90	—
12	Vedra	Cernava	4 977	178	1929-57	19.7	15.3	0.68	2.46	2.71	0.61	—	—	—	—	0.18	0.16	0.98	0.18	—
13	Arges	Tunel	289	1465	1930-50	7.64	7.21	0.18	2.44	2.91	0.35	8.29	3.13	0.23	0.95	0.45	0.40	1.96	0.97	—
14	Ialomița	Dabreș	718	1650	1920-57	26.4	24.9	0.26	1.8	1.6	0.50	1.8	1.6	0.39	0.54	0.45	0.39	1.92	0.86	—
15	—	Slabova	6550	337	—	44.9	45.1	0.45	1.67	1.75	0.45	24.6	29.8	0.45	1.72	0.34	0.39	1.00	0.34	—
16	Bucureș	Cîrnu	4036	1116	—	97.3	94.2	0.32	23.8	23.2	0.51	13.9	13.8	0.33	0.80	0.49	0.43	1.59	0.78	—
17	Tareșu	Mareș Iancu	379	1070	—	3.51	3.82	0.39	3.90	2.72	0.61	0.96	0.97	0.43	0.65	0.42	0.35	1.60	0.67	—
18	Birlad	Tareșu	6775	223	1937-57	7.62	5.16	0.69	1.08	0.707	0.78	8.85	8.79	0.71	2.64	0.14	0.14	1.40	0.15	Pour hiver 1940-57
19	Buzău	Alotai	1555	4038	1930-57	18.6	18.0	0.27	6.04	5.55	0.54	6.35	8.19	0.68	1.08	0.32	0.37	2.02	0.64	—
20	Bahlui	Iasi	1731	405	1937-57	2.81	1.80	0.72	0.278	0.202	0.93	0.65	0.69	1.03	2.34	0.10	0.10	1.99	0.18	—

# APPLICATION OF COMPOSITION METHODS FOR COMPUTING RUNOFF

L.T. FEDOROV

*Candidate of Technical Sciences (URSS)*

In modern engineering hydrology the estimations of river runoff have the probability form. The original practice in hydrological calculations in the USSR was to use the gamma frequency distribution (Pearson's curve, type III) proposed by A. Foster; at present the frequency curves by S.N. Kritsky and M.F. Menkel [1] are used. To plot the frequency curves of different elements of the river runoff, statistics are to be estimated — the mean  $\bar{x}$  and the variation coefficient  $C_V$ ; the coefficient of skewness  $C_S$  is usually connected with the values of  $C_V$ . A sampling estimation of  $\bar{x}$  and  $C_V$  presents no difficulties, the sampling error being acceptable for practical purposes when the flow gauging record of several decades is available. If the record does not cover a sufficiently long period the estimations of  $\bar{x}$  and  $C_V$  can be made more accurate by means of long-term records of hydrologically analogous rivers. Reduction to long-term period is usually done by linear regression between the sampling estimates of

the mean  $\bar{x}$  and standard  $\sigma$  (having in mind that  $C_V = \frac{\sigma}{\bar{x}}$ ). When flow records are not available

the design values of the runoff are estimated by means of formula accounting for the climate and landscape of the catchment area. The gauging records being inadequate or unavailable the frequency composition method achieves a particular importance. The principal idea of this method was formulated in 1949 by M.A. Velikanov [2]. The essence of the composition method lies in determining the frequency distribution of a function (in hydrology—usually the characteristic discharges of a river) by the distributions of arguments, these being the main natural factors influencing the discharges considered. Various meteorological characteristics are often taken as arguments for hydrological calculations. This fact is very important as it substantially broadens the empirical basis of hydrological research and, under certain conditions, adds to the accuracy of probability calculations of the runoff. The composition method has two stages of research when the problem is to be solved analytically:

- a) establishing the general form of the frequency curve (type of curve);
- b) estimating the numerical values of the parameters of the curve.

The probability theory has a complete solution of the above problem only for some individual cases. For example, such a solution was found for a sum of arbitrary numbers of occasional independent values whose distribution follows the normal law. In certain cases this solution can be extended also to the product of independent random variates, provided the quantities under study are substituted by their logarithms. It is known that for certain relations between the parameters of arguments (the mean and the standard) G. Kramer [3] arrived at the composition result as applicable to the sum of independent variates following the gamma distribution — Pearson's type III with  $C_S = 2C_V$ .

The types of distribution curves of natural factors are not known in hydrological calculations and have to be selected empirically. Usually the best to study is the distribution law of the function, the latter being the hydrological characteristic under consideration. In the case when the distribution law of the function is assumed to be known, the calculations may be limited to only the second stage of the compositioning.

The numerical values of the parameters of the flow distribution curve, and above all  $\bar{x}$  and  $C_V$ , are to be found by composing the respective parameters of the arguments (parametrical composition). *An important advantage of the parametrical composition as compared with the ordinary probability methods used in hydrological computations, particularly when the*

observed data are insufficient, is that it excludes the necessity to have chronologically coinciding flow and weather records.

The simplest example of a parametrical composition is the case of the sum or difference of the arguments, that is  $\eta = x \pm y$ . If the variates  $x$  and  $y$  are not correlated (coefficient of correlation  $r_{xy} = 0$ ), the corresponding values of mean  $\bar{\eta}$  and variance  $\sigma_{\eta}^2$  would be:

$$\bar{\eta} = \bar{x} \pm \bar{y}, \quad (1)$$

$$\sigma_{\eta}^2 = \sigma_x^2 + \sigma_y^2. \quad (2)$$

If the variates  $x$  and  $y$  are correlated i.e.  $r_{xy} \neq 0$  the equality (1) would not change, while the expression (2) would take the following form:

$$\sigma_{\eta}^2 = \sigma_x^2 + \sigma_y^2 \pm 2\eta_{xy}\sigma_x\sigma_y. \quad (3)$$

Expressions (1), (2) and (3) may be used in hydrology to solve various problems connected with the balance of water of a river basin. For example, if mean annual values of precipitation  $\bar{p}$  and runoff  $\bar{y}$ , as well as their coefficients of variation  $C_{v_x}$  and  $C_{v_y}$  are known, the parameters  $\bar{u}$  and  $C_{v_n}$  of the frequency curve of the amount of evaporation from the river basin can be determined by means of equations (1) and (2) or (1) and (3), depending on whether  $x$  and  $y$  are connected or not.

Very often the following dependence is used in hydrological calculations:

$$\eta = Kxy \dots u, \quad (4)$$

where  $K$  is a coefficient of proportionality. For functions of this kind the theory of probability has simple methods of composing the parameters of the probability distribution curve when the arguments are not correlated; these methods are more complicated when correlations appear between  $x, y, \dots u$ .

Below are considered two cases of composing the parameters  $\bar{\eta}$  and  $C_{v_{\eta}}$  of the frequency curve with and without correlations between  $x, y, \dots u$ .

If the function has the form (4), and there are no interconnections between the arguments  $x, y, \dots u$  of this function, the mean value of  $\bar{\eta}$  would be:

$$\bar{\eta} = k\bar{x}\bar{y} \dots \bar{u}. \quad (5)$$

For calculating the coefficient of variation  $C_{v_{\eta}}$  a simplified formula has been in use up till now:

$$C_{v_{\eta}} = \sqrt{C_{v_x}^2 + C_{v_y}^2 + \dots + C_{v_u}^2}. \quad (6)$$

This formula yields satisfactory results only when the arguments have a small range of variation, that is when  $C_{v_x}, C_{v_y}, \dots C_{v_u}$  have comparatively small values. E.G. Blokhinov (7)

showed that the simplified formula (6) produces a somewhat reduced variation coefficient of

the function. In addition to  $\sum_{i=x}^{i=u} C_{v_i}^2$  as in formula (6) the value of  $C_{v_{\eta}}$  includes also the sums

of all possible combinations (of products) by two, by three, by four etc. of squares of respective coefficients of variation. The author mentioned suggested the following formula of the

variation coefficient, which satisfies the dependence (4):

$$C_{v_\eta} = \sqrt{(C_{v_x}^2 + 1)(C_{v_y}^2 + 1) \dots (C_{v_u}^2 + 1) - 1}. \quad (7)$$

Another case of parametric composition provides for a correlation between the arguments. Supposing the function has the following form:

$$\eta = kxyz, \quad (8)$$

then, according to E.G. Blokhinov [7], the following formula can be employed:

a) for the mean  $\bar{\eta}$

$$\bar{\eta} = K\bar{x}\bar{y}\bar{z}(1 + r_{xy}C_{v_x}C_{v_y} + r_{xz}C_{v_x}C_{v_z} + r_{yz}C_{v_y}C_{v_z} + r_{xyz}S_{v_x}S_{v_y}S_{v_z}), \quad (9)$$

where:  $R_{xyz}$  is a characteristic peculiar to the relation between the three variables  $x$ ,  $y$  and  $z$ ; its sampling estimation is given by the expression:

$$r_{xyz} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})(z_i - \bar{z})}{(n-1)\bar{x}\bar{y}\bar{z}S_{v_x}S_{v_y}S_{v_z}}$$

(the value of  $R_{xyz}$  is within the open space  $-1 < R_{xyz} < +1$ );  $S_{v_x}$ ,  $S_{v_y}$ ,  $S_{v_z}$  — characteristic of variates; in their meaning they are close to the usual coefficients of variation; sampling estimate of this characteristic, like  $S_{v_x}$ , is calculated by the formula:

$$S_{v_x} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n |(x_i - \bar{x})^3|}{(n-1)\bar{x}^3}}$$

(the vertical brackets around the sum symbol indicate that the cubes of deviations are summed)

b) for the coefficient of variation  $C_{v_\eta}$

$$C_{v_\eta} = \sqrt{(C_{v_x}^2 + 1)(C_{v_y}^2 + 1)(C_{v_z}^2 + 1)\Phi_r(x, y, z) - 1}, \quad (10)$$

where  $\Phi_r(x, y, z)$  is a certain function characterizing the correlations between arguments  $x$ ,  $y$  and  $z$ .

The above methods of parametric composition have been used by the author in calculations of maximum discharges due to snow melting on small rivers of the USSR European Region which have a daily quantity of runoff [6], as well as to calculate maximum discharges of rainfall floods.

When the composition method is employed to calculate the runoff it is usual [5] to distinguish between two consecutive stages of analysis: first, a genetic one, and second, a statistical one. At the first (genetic) stage, the natural processes of run-off formation are considered; the chief natural factors are revealed, and the general view of the dependence is determined. At the second stage of the study, the required samples of the arguments are made, presence or absence of correlations between them is checked, and the composition methods are determined for the adopted view of the dependence.

To study by parametric composition the maximum discharges due to snow-melting



These were correlated with the most important meteorological factors. Preference was given to those of the meteorological characteristics which could be obtained directly from the standard weather records. In accordance with this the following were assumed as the main arguments of the formula:

- a) daily (mean for 6 hours) air temperature on the date of the maximum discharge  $t$ ;
- b) part of the catchment area covered with snow on the same date  $S$ ;
- c) precipitation in pre-winter autumn period  $U$  (cm) (this characterizes autumn moistening of the soil);
- d) air temperature of the coldest winter month as  $(-)$  0.5 (indirectly takes into account freezing of the soil).

It is known that maximum discharges of water depend not only on meteorological factors, but also on the local conditions which are usually stable for a given catchment basin. Therefore the following were also taken into account when the calculation formula was plotted: a) soil (predominance of sandy or clayey soils); b) mean slope of the watercourse  $J$ ; c) catchment area  $F$ ; and d) woodiness of the catchment area (through the coefficient  $K$  which accounts for forest area, thickness and composition of the forests).

Thus as a result of the first (genetic) stage of the study, on the basis of the observational data by a number of runoff research stations and a network of hydrological and meteorological stations the following empirical formula was arrived at:

$$Q_{\max} = A(t - 1) SU(-\theta)^{0.5} J^{0.33} FK_f \text{ (m}^3\text{/sec)}, \quad (11)$$

where: for clayey soils  $A = 0.075$ ,  
for sandy soils  $A = 0.038$ .

At the second (statistic) stage of the study an analysis of intercorrelations of the arguments of formula (11) —  $(t - 1)$ ,  $S$ ,  $U$ ,  $(-\theta)^{0.5}$  was made which has shown that each meteorological factor is practically independent. Absence of interconnections between the arguments was confirmed by a sampling estimation of the correlation coefficients  $r$ , these values usually being less than their standard errors  $\sigma_r$ , and having different signs (plus or minus) for different years (for one and the same pair of variables). This made it possible to implement formula (11), originally drawn to calculate the maximum discharges in individual years, for estimating mean perennial discharge  $\bar{Q}_{\max}$  without any change in the formula.

For calculation of the coefficient of variation  $C_v$  the simplified formula (6) was used which when applied to computation of maximum discharges due to snow melting took on the following form:

$$C_{v_q} = \sqrt{C_{v_{(t-1)}}^2 + C_{v_{(s)}}^2 + C_{v_{(u)}}^2 + C_{v_{(-\theta)}}^2}^{0.5}. \quad (12)$$

A somewhat different way of composition was adopted for maximum discharges of floods due to heavy rains. The so-called volume formula of the rainflood maximum discharge was used in the basis of the computation:

$$Q_{\max} = 0.28\delta h \left( \frac{1}{T} \right) F \text{ /m}^3\text{/sec/,} \quad (13)$$

where:  $\delta$  is the characteristic of the sharpness of the hydrograph, which is a ratio of maximum mean flood discharges, that is  $\delta = Q_{\max} / Q_{\text{mean}}$ ;

$h$  is volume of runoff expressed as the depth in mm;

$T$  is duration of the flood in hours;

$F$  — Catchment area in  $\text{km}^2$ .

The analysis of the rain flood records has showed that there is a quite noticeable correlation between the arguments of formula (15) —  $\delta, h, \left(\frac{1}{T}\right)$ . How close are the relations between the arguments can be instanced by the following values of the correlation coefficients calculated for some small rivers:

$$r_{\delta h} = 0,05 \div 0,60,$$

$$r_{\delta(1/T)} = 0,30 \div 0,50,$$

$$r_{h(1/T)} = 0,20 \div 0,35.$$

If these are the interrelations the mean perennial maximum discharge of rain flood water is computed by the formula:

$$\bar{Q}_{\max} = 0,28\delta h \left(\frac{1}{T}\right) \lambda_r F, \quad (14)$$

where:  $\lambda_r$  is a coefficient accounting for interconnections of arguments, which according to (9) is equal to:

$$\lambda = (1 + r_{\delta h} C_{v_\delta} C_{v_h} + r_{\delta(1/T)} C_{v_\delta} C_{v(1/T)} + r_{h(1/T)} C_{v_h} C_{v(1/T)} + r_{\delta h(1/T)} S_{v_\delta} S_{v_h} S_{v(1/T)}) \cdot \quad (15)$$

Calculations have shown that the absolute value of the correlation characteristic of the three variables  $r_{\delta h(1/T)}$  usually is very small; in practical calculations it is often possible to disregard the last item of the formula (15).

Sampling estimates of the coefficients of variation have much influence on the value of  $\lambda_r$ . The observation records show that the highest values of the variation coefficient are with the rainfall runoff volumes  $h$  ( $C_{v_h} \geq 1,0$ ) and the lowest with the characteristic  $\delta$  ( $C_{v_\delta} \approx 0,2 \div 0,25$ ).

Formula (10) is used to estimate the coefficient of variation when there are correlations between  $\delta, h, (1/T)$ . Function  $\Phi_r(x, y, z)$  cannot be determined accurately as the records available even for several decades are not sufficient to estimate the parameters connected with the higher moments (coefficients of skewness, excess, and coefficients of correlation between squares of the arguments) [7]. Therefore function  $\Phi_r(x, y, z)$  was summarized without its breakdown into individual components, by comparing the actual values of  $C_{v_Q}$  with those calculated by formula (7). Designating  $\Phi_r(x, y, z)$  by  $B$  the formula for computing the variation coefficient of maximum rainfall discharges would be:

$$C_{v_Q} = \sqrt{[(C_{v_\delta}^2 + 1)(C_{v_h}^2 + 1)(C_{v(1/T)}^2 + 1)] B - 1}. \quad (16)$$

Processing of the observation data showed that the empirical coefficient  $B$  for some rivers is about  $0,60 \div 1,10$ .

Methods of regional synthesis of the arguments [1,8] were used to calculate the runoff, when the parametrical composition method was employed. Observation data of groups of rivers and weather stations were combined to characterize the snow cover  $S$  — in the calculations of maximum water discharges due to snow — melting, for volumes of rainfall runoff and for the rain intensity  $i$  (having in mind that  $\delta = f(i)$ ) — in calculations of rainfall floods.

Combined samples were compiled when the observation records for each station (or river) could be recognized as random samples of independent variates belonging to the same population.

Application of the composition method was discussed in an example of computing the maximum flood discharges.

The principles of these methods as described in this paper can be applied to various hydrological researches connected with probability analysis of the frequency of different runoff characteristics.

## REFERENCES

- 1) С. Н. КРИЦКИЙ и М. Ф. МЕНКЕЛЬ. О соответствии теоретических кривых распределения вероятностей данным наблюдений по речному стоку. Проблемы регулирования речного стока, вып. 3, Изд. Академии Наук СССР, 1948.
- 2) М. А. ВЕЛИКАНОВ. Композиционный метод нахождения кривой распределения для пиковых расходов снегового половодья. Метеорология и гидрология, № 3, 1949.
- 3) Г. КРАМЕР. Случайные величины и распределение вероятностей, Изд. ИЛ, 1947.
- 4) С. Н. КРИЦКИЙ и М. Ф. МЕНКЕЛЬ. Об оценке вероятной повторяемости редко наблюдаемых гидрологических явлений. Проблемы регулирования речного стока, вып. 6, изд. Академии Наук СССР, 1957.
- 5) Г. А. АЛЕКСЕЕВ. Генетико-статистический метод определения вероятных максимальных расходов воды. Труды ГГИ, вып. 43/97/, 1954.
- 6) Л. Т. ФЁДОРОВ. Композиционный метод расчёта максимальных расходов воды от снеготаяния на малых реках и временных водотоках, изд. Гидропроекта, 1958.
- 7) Е. Г. БЛОХИНОВ. Об изучении гидрологических явлений путём параметрической композиции функций распределения вероятностей природных факторов. Труды Гидропроекта, сборник 4, 1960.

# EFFECT OF RAINFALL ON SUMMER LOW-WATER RUNOFF IN THE SOUTH OF THE UKRAINE

P.F. VISHNEVSKY  
(URSS)

Summer rains in the south of the Ukraine frequently give rise to the formation of a high runoff in rivers. The formation of the runoff differs in various years and depends both on the amount of precipitation and its nature, as well as on the degree of soil moisture in the water collection area.

A typical feature of the hydrographs of the daily runoff of the rivers of the south of the Ukraine during the summer period is the systematic superposition on the low-water flow of rain floods which considerably exceed the low-water runoff. We present for illustration the hydrograph of the Berda river runoff at the village of Osipenko during the summer of 1940 conjoined with the precipitations (fig. 1).

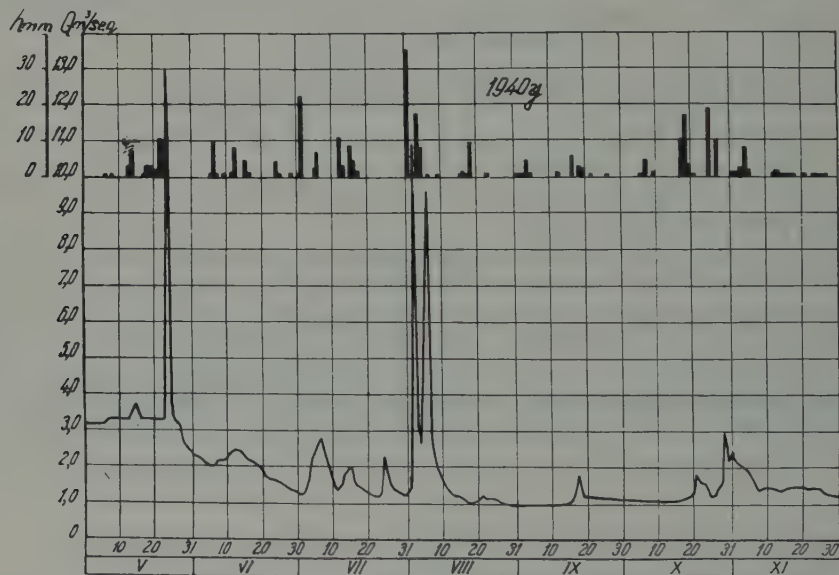


Fig. 1 — Hydrograph runoff in conjunction with. precipitations for the Berda River at OSIPENKO

The investigation of the effect of rainfall on the summer low-water runoff in the south of the Ukraine was conducted at five points on plain rivers with water-collection areas ranging from 30 to 3080 sq. km (table 1). These points are located in the southern arid steppe districts of the Ukraine, where there is an insufficiency of water for industrial purposes, as well as for irrigation of farm crops.

The surface relief of all investigated river basins is flat, somewhat dismembered by ravines and gullies. The vegetation is of a steppe nature and there are no forests or bogs except for the Lomovatka river basin which is 20 per cent wooded. The soil layer consists of typical medium-humus chernozoms underlain by loess-like loams. The watershed spaces and the slopes of river valleys and ravines are under cultivation for farm crops.



TABLE 1

Nº	River	Point	Water-collection area (in sq. km)	Length of river (in km)	Period of observation
1	Berda	v. Osipenko	1620	119	1926 — 1940
2	Kalchik	v. Matsakov	833	58	1937 — 1941
3	Lomovatka	Almaznyan runoff station	31.1	11	1934 — 1939
4	Kleban-Byk	Bykov runoff station	34.2	12	1945 — 1946
5	Ingul	V. Ingulskaya Kamenka	3080	94	1931 — 1940

The natural factors directly measured, on which the present investigations are based, consisted of daily data on the runoff and precipitation, taken chiefly from the observations of the Hydrometeorological Service of the Ukrainian SSR. The following analyses were carried out on the basis of the observations at all points.

1) on the basis of the observations of meteorological stations the daily weighted average precipitations were calculated for water-collection areas and combined with the daily hydrograph of runoff;

2) all rain floods, without exception, were singled out on the daily hydrographs of runoff, and the summed value of the runoff (volumes of runoff) were calculated;

3) the precipitations giving rise to the corresponding floods were established;

4) the runoff coefficients of all rain floods were calculated;

5) the summary losses in rain floods were calculated;

6) the ineffective precipitation was established for the river basins;

7) the share of the rain flood runoff in the total annual runoff was determined for each year.

To compute the weighted average precipitation, use was made of the data of observations on the daily sums of precipitations by meteorological stations located within the given water-collection areas or near their boundaries. The weighted average precipitations for the water-collection areas of the Berda, Kalchik and Ingul rivers were calculated on the basis of observations of daily precipitation at ten meteorological stations. The calculation was carried out by the method of weighting. For instance, the weighted average precipitation was calculated for the Ingul river at Ingulskaya Kamenka on the basis of observations of five meteorological stations by the following formula:

$$H = 0.43 H_1 + 0.40 H_2 + 0.06 H_3 + 0.06 H_4 + 0.05 H_5 \quad (1)$$

where  $H$  is the average daily (weighted average) layer of precipitation for the entire water-collection area;  $H_1, H_2, H_3, H_4, H_5$  are the daily sums of precipitations at meteorological stations 1, 2, 3, 4 and 5 respectively.

For the Kleban-Byk and Lomovatka rivers, which were the main points of the runoff stations, the weighted average precipitations were calculated from several raingauges set up within the runoff stations. The calculated weighted average daily sums of precipitations for the entire period of observations (see table 1) were then plotted on the daily hydrographs of runoff, as shown in fig. 1. The conjunction of calculated average precipitations with the runoff

hydrographs clearly shows that the accepted data on the precipitation by meteorological stations give a fairly accurate picture of the rainfall regime in the basin. In all cases the rises on the hydrograph of runoff were due to precipitation recorded at the meteorological stations. All rises on the hydrograph of runoff, when the discharge in the river after the precipitation increased 1.5-2.0 times as compared with the previous discharge, were considered rain floods, and their volumes were calculated. Thus all rain floods on the runoff hydrographs, beginning with the smallest, were singled out, as indicated in the foregoing, and their volumes were calculated. Singling out the rain floods on the runoff hydrograph does not involve any difficulties, since the beginning and the end of the flood usually stand out against the background of low-water runoff. The number of floods varies in different years, but on the average from 4 to 6 floods are observed annually. The duration of the floods varies from 2 to 10-15 days. The volumes of the floods were determined as the sum of daily ordinates of runoff included between the lines of the ordinary variations of runoff and the lines of the base-flow runoff. The base-flow runoff is marked by a straight line on the hydrograph from the pre-flood discharge. The calculated volumes of the rain floods in cu. m. per sec. were converted to a runoff layer in mm. by the relationship:

$$A = \frac{\sum Q_i T}{1000F} \quad (2)$$

where  $A$  is the runoff layer in mm;

$\sum Q_i$  is the sum of daily ordinates of runoff during the flood period, excluding the base-flow runoff, in cu. m. per sec.;

$T$  is the number of seconds in a day;

$F$  is the area of basin in sq. m.

The rated rainfall, the precipitation giving rise to floods, was established depending on how it affected the formation of floods.

on the water-collection area, the time when an increase of discharge in the river is noted after a rain, (on the same day or the next) was established. For instance, in the case of the Berda, Kalchik and Ingul rivers the increase of discharge in the river usually occurs on the day after the rain. In the case of small rivers, the Lomovatka and the Kleban-Byk, the increase of discharge in the river occurs on the day when the rain falls. Accordingly, the rated precipitations accepted for the Berda, Kalchik and Ingul rivers were the rains beginning with the day preceding the flood; and for Kleba-Byk and Lomovatka, the precipitations beginning with the day on which the water began to rise. If rain fell in the course of several days after the beginning of the flood, they were usually summed for these days and referred to the same flood.

Thus, rated flood-forming precipitations were obtained for each flood. The flood-forming precipitations usually consisted of several daily sums (for 2-4 days), more rarely for one day. The high values of the rated precipitations for individual floods amounted to 200 mm.

After calculating the volumes of rain floods, expressed in runoff layers in mm. and the rated flood-forming precipitation in mm., the mean coefficient of runoff was determined as the ratio of the flood runoff to the precipitation.

The summed losses of rainfall, due to soil absorption, infiltration, evaporation, filling of depressions in the surface of the basin, etc. were obtained for each flood as the difference between the precipitation and runoff. The obtained runoff coefficients of individual runoffs are, in the main, very low. The losses in rainfall due to formation of the runoff are, however, very considerable. Table 2 gives the characteristic values of the runoff coefficients of rain floods for the entire period of observation of the given basins.

The lowest runoff coefficients are typical for the Ingul river with the greatest basin area, and the highest runoff coefficients, for the smallest basin of the Lomovatka river.

Hence, large losses of precipitation occur during rainfall in the basins, and a very small part goes to form the runoff, usually a few per cent only, and never more than 20 per cent.

TABLE 2

No.	River	Point	Water-collection area in sq. km.	Number of floods	Runoff coefficient of floods		
					High	Low	Mean
1	Berda	v. Osipenko	1620	63	0.159	0.001	0.030
2	Kalchik	v. Matsakov	833	23	0.106	0.003	0.027
3	Lomovatka	Almaznyan runoff station	30.2	47	0.200	0.005	0.075
4	Kleban-Byk	Bykov runoff station	34.2	34	0.140	0.002	0.033
5	Ingul	Ingulskaya Kamenka	3080	34	0.053	0.003	0.018

On comparing the runoff hydrographs with the course of precipitation, it can clearly be seen that a large quantity of the rain falling on the surface of the water-collection area does not form any surface runoff whatever. It quite frequently happens that even fairly considerable precipitations do not form any runoff, precipitation being retained on the surface of the basin, infiltrating into the soil, saturating it, or lost by evaporation.

The rains which were not followed by surface runoff were subjected to a special study.

The magnitude of the rainfall which did not contribute to the formation of flood runoff (ineffective) could be established by purely empirical methods — i.e. by a thorough analysis of the daily runoff hydrograph and of the rainfall, in calendar conjunction. Furthermore, rainfalls which were not followed by a rise in the water level in the river, and after which no increase in discharge was observed, were singled out by months for the entire period of observation.

On analysing the resulting magnitudes of the daily ineffective precipitations it became possible to determine these magnitudes for all investigated basins. Table 3 gives, as an illustration, the value of the highest and lowest ineffective precipitations in the Berda river valley at the village of Osipenko.

TABLE 3

Months	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Limits of change in the highest ineffective precipitations in mm.	6-12	9-17	11-18	12-30	13-33	12-24	7-19	6-12

These values for the ineffective precipitations, given by months show their highest and lowest magnitudes in the Berda river basin, in the cases when no runoff was noted in 15 years during the period of observation. Approximately the same magnitudes of precipitation proved to be ineffective for all the other basins investigated.

The general course of change in the magnitude of the ineffective precipitations reflect

in the main the course of change in the average monthly temperatures of the air, slightly deviating in some months, although depending to a great extent on the characteristics and conditions of the soils in the basin as well. To estimate the contribution of the rain runoff to the annual value of the runoff for all five basins investigated, all the calculated rain floods in each year (excluding the base-flow runoff) were summed and compared with the annual magnitudes of runoff. The rain runoff has a different share in various years in the annual magnitude of the runoff. In some years the rain runoff in the rivers of the south of the Ukraine may constitute as much as 73.5 per cent of the annual runoff, and in others it is reduced to several per cent (1.3-2.2 per cent). Table 4 gives for the basins investigated the contribution in per cent of the rain runoff for typical years for the period of observations studied.

TABLE 4

No	River	Point	Water-collection area in sq. km	Period of observations	Share of rain runoff in annual magnitude in per cent		
					High	Low	Mean
1	Berda	v. Osipenko	1620	1926-1940	73.5	2.2	8.0
2	Kalchik	v. Matsakov	833	1937-1941	22.7	1.8	6.3
3	Kleban-Byk	Bykov runoff station	34.2	1931-1936	18.4	5.3	11.5
4	Lomovatka	Almaznyan runoff station	31.1	1934-1939 1945-1946	27.3	8.5	21.4
5	Ingul	v. Ingulskaya Kamenka	3080	1931-1940	15.3	1.3	6.2

In the south of the Ukraine, rainfall sets up in the rivers a summer low-water runoff, since the ground feeding of the rivers is insignificant here. Many rivers in the south of the Ukraine do not have a continuous flow during the summer.

Rainfall in small water-collection areas such as the Lomovatka and Kleban-Byk, which have discontinuous flow in dry years, frequently create an intensive runoff of rainwater. The share of the summer runoff from rainfall in the annual runoff in the rivers of the south of the Ukrainian SSR is 20 per cent and over, on the average, for small water-collection areas up to sq. km, and no more than 6-8 per cent for water-collection areas up to 3,000 sq. km.



# LES MODALITÉS DU TRANSPORT DES ALLUVIONS DANS LES RIVIÈRES CÉVENOLES <sup>(1)</sup>

Etude du Laboratoire de Géographie Physique du Centre de Géographie Appliquée

présentée par

le Prof. J. TRICART,  
Directeur du Centre (Strasbourg)

## Résumé :

Le Gard, l'Hérault et le Vidourle sont des torrents à pente très forte, descendant rapidement des Cévennes à la Méditerranée entre des versants raides dans leur haut bassin. Ils sont donc particulièrement aptes, du fait de leurs crues violentes, à charrier des alluvions. Or, l'étude des crues de l'automne 1958, de fréquence bi ou triséculaire, a montré que seuls les colloïdes et les sables fins moyens étaient emportés d'un coup jusque dans les basses vallées. Les galets ne progressent que par bonds et ne parcourent, au maximum, que quelques kilomètres lors de telles crues. Le charriage des galets est très long et la majeure partie de ceux qui forment les bancs du lit sont dus aux actions périglaciaires quaternaires. La construction du barrage du Moulin de Bertrand sur l'Hérault, qui arrête les galets, n'a pratiquement pas modifié les conditions de transport de ces galets en aval : ceux qui sont charriés actuellement sont repris à des accumulations antérieures dans le lit.

## Abstract :

The rivers Gard, Herault and Vidourle which go down very rapidly from the Cevennes into the Mediterranean sea, between very steep slopes, are particularly able to transport debris as a consequence of their very big floods. Nevertheless, during the floods of the autumn 1958, which were of a bi- or tricentennial frequency, only the loams, clays and sands were able to reach the sea during the flood. Shingle was transported in great quantities but only upon short distances, of no more than 2 or 3 km. Even in such torrents, the transport of shingle is very long, and the greater part of the shingle actually present in the river bed was swept out from the foot of the slopes during the last cold period of the Quaternary, under periglacial conditions. The construction of a dam, at the Moulin de Bertrand in the Hérault valley, which does not allow the transit of shingle, did not result in the modifications in the conditions of transport of the pebbles downstream: the pebbles which are presently transported do not come from the upper valley, but are reworked from the accumulations built up in the bed before the construction of the dam.

Les mécanismes hydrauliques permettant le transport des sables et des galets par les cours d'eau sont bien connus. Mais ils ont été étudiés surtout sur modèles réduits et il reste, de manière générale, à définir les conditions exactes dans lesquels ils fonctionnent dans la Nature. La

(1) Les recherches dont les conclusions sont résumées ici ont été effectuées à la demande des services du Génie Rural en vue de la lutte contre les crues. Elles ont été menées sur le terrain par un groupe d'environ 25 chercheurs et étudiants du Centre de Géographie Appliquée sous la direction du Professeur J. TRICART. Les travaux de laboratoire ont été dirigés par P. PERRIN, les mesures de radioactivité par J.M. AVENARD, chercheurs de 3<sup>e</sup> Cycle.

présente communication résume les conclusions auxquelles nous sommes arrivés en une dizaine d'années d'études.

Les méthodes utilisées sont celles de la géomorphologie dynamique, qui associe une observation précise du modelé, appuyée sur une cartographie systématique, et sur une reconstitution des processus tirée de l'étude des alluvions. Elles ont été élaborées progressivement à notre laboratoire et appliquées, au fur et à mesure de leur découverte, à des exemples divers, dont certains ont donné lieu à publication : Var inférieur (2), Tarn, Dourbie, Ardèche, Têt, Agly, Aude, Tech (3), Guil (4). Nous les avons appliquées en 1958-1959, sous leur forme la plus perfectionnée, aux rivières cévenoles qui ont été à l'origine de la crue catastrophique de l'automne 1958 : Hérault, Vidourle et Gard. Les études se poursuivent sur la Cèze. On trouvera l'exposé détaillé de ces méthodes dans d'autres publications (5) et un court résumé schématisé dans une autre communication du Laboratoire consacrée au Guil. Nous nous bornerons ici à livrer nos conclusions, sans pouvoir, faute de place, les justifier.

Pour les rendre plus intelligibles, nous ferons d'abord une rapide présentation géomorphologique des rivières cévenoles étudiées.

## 1. PRÉSENTATION GÉOMORPHOLOGIQUE DES RIVIÈRES CÉVENOLES

L'Hérault, le Vidourle et le Gard sont des cours d'eau méditerranéens de montagne célèbres par la violence de leurs crues. Ils doivent ce caractère à la configuration de leur bassin.

Tous trois descendent des *Cévennes*, bloc hercynien de schistes métamorphiques avec une batolite granitique qui a été vigoureusement et violemment soulevé au Tertiaire supérieur. Ils traversent ensuite un gradin intermédiaire constitué par des formations mésozoïques calcaires et marneuses, au milieu desquelles restent quelques lambeaux de molasse, puis débouchent dans la plaine littorale du Golfe du Lion, région (affaissée) formée de dépôts détritiques pliocènes et quaternaires. Bien que le paroxysme tectonique ait eu lieu au Pliocène, il semble que des déformations lentes se poursuivent encore. En tous cas, l'affaissement de la plaine littorale, avec jeux de faille s'est poursuivi largement au Quaternaire (6). Ce cadre structural explique les caractéristiques morphodynamiques des cours d'eau. Profitant d'une forte dénivellation entre la Cévenne soulevée et le littoral affaissé, ils disposent d'un potentiel morphogénétique considérable et font preuve d'une très grande activité. Dans leurs cours supérieurs, ils sont vigoureusement entaillés dans le massif ancien, dont les versants ont des pentes moyennes comprises entre 25 et 40° suivant les secteurs. Les talwegs principaux sont en forte pente, sans bassins alluviaux. Seul un étroit ruban de formations détritiques, déposées lors de la dernière période froide, lorsque la végétation n'entravait pas les divagations des chenaux, escorte le lit mineur. Il est submergé lors des grandes crues mais ne constitue qu'un lit majeur épisodique, les crues annuelles restent contenues entre les berges. Dans la bande de terrains mésozoïques, dite région des Garrigues, les aspects géomorphologiques deviennent différents

(2) L.I.G.U.S. (1955) : Etudes de morphologie dynamique sur le Var inférieur. *Géol. Rundschau*, XLIII, p. 371-383.

(3) TRICART (J.), 1958 : Etudes sur quelques cailloutis fluviaux actuels des Pyrénées orientales et du Massif Central. *Zeitschr. für Geom.*, N.S., II, p. 278-304.

TRICART (J.), 1959 : L'étude comparée de la composition des alluvions fluviales et de la nature lithologique du bassin, moyen d'analyse des systèmes d'érosion. *Rev. de Géomorphologie Dynamique*, X, p. 2-15.

(4) Une monographie sur l'évolution du lit du Guil au cours de la crue de juin 1957 est sous presse dans le Bull. de la Section de Géogr. du Comité des Trav. Hist. et Sc. du Ministère de l'Ed. Nationale (1959). Des tirés à part de ces différentes publications et certains rapports photocopiés peuvent être obtenus par voie d'échange auprès du Centre de Géographie Appliquée (Université, Strasbourg).

(5) CAILLEUX (A) et TRICART (J), 1959 : Initiation à l'étude des sables et des galets C.D.U., Paris, 3 vol. in 8, et publications diverses du Centre de Géographie Appliquée.

(6) SCHWOBTHALER (J.P.) et VOGT (H), 1955 : Aspects de la morphogénèse quaternaire dans le Bas-Rhône occidental. *Bull. Soc. Languedocienne de Géogr.*, XXVI, p. 13-59 et 67-130.

Faîles et ondulations font alterner des gorges plus ou moins étroites dans les calcaires avec des bassins parfois larges dans les marnes ou la molasse. Les gorges sont en pente plus raide, les bassins donnent des paliers car le profil en long n'est pas encore entièrement régularisé. Mais ce sont moins ces différences de pente, qui restent minimales, qui influent sur la dynamique, que les variations considérables de la largeur de la zone inondée lors des grandes crues. Par suite de l'étendue des affleurements calcaires, les affluents sont peu nombreux dans la région des *Garrigues* et présentent presque tous un écoulement intermittent : l'eau n'y coule que lors des averses très violentes, quand l'intensité de la pluie dépasse la vitesse d'infiltration. Les gorges calcaires sont particulièrement importantes dans le bassin de l'Hérault, le long de l'Hérault lui-même (gorge de St. Guilhem le Désert) et le long de la Vis, descendue, elle aussi, de la Cévenne et qui entaille un canyon célèbre dans les calcaires soulevés en bloc des *Causse*s. Sur le Vidourle, les secteurs incisés dans cette roche sont plus courts et l'encaissement faible : ce torrent ne dispose que d'un bassin cévenol très exigu, ce qui a généré son entaille. En amont de Sauve, il est d'ailleurs asséché, en eaux moyennes, par des pertes karstiques et l'écoulement superficiel ne se produit dans la gorge que pour des débits suffisants pour outrepasser cette absorption. Sur le Gard, au pied de la Cévenne, les deux Gardons d'Alès et d'Anduze confluent dans un bassin où ils ont suffisamment de place pour s'étaler largement et où ils ont accumulé des masses importantes d'alluvions. Ce n'est qu'ensuite qu'il y a entaillé d'une gorge sauvage et étroite dans le bord de l'anticlinorium urgonien des garrigues de Nîmes, à l'issue de laquelle se trouve le célèbre Pont du Gard. Le confluent avec le Rhône se produit à une vingtaine de kilomètres à l'aval seulement.

Le régime des cours d'eau étudiés est très irrégulier. Il doit ce caractère au cadre structural : la vigueur du relief dû au soulèvement récent permet le déclenchement de pluies orographiques de très grande intensité : on a enregistré jusqu'à 92 mm/h lors de la crue d'automne 1958 et même des intensités moyennes de 50 mm/h sur 6 heures le 30 septembre 1958. Les orages d'été, étroitement localisés, ne donnent que des crues locales. Mais, en automne, il se produit parfois une ascendance forcée de masses d'air humide et doux, venant de la Méditerranée, contre les Cévennes, lorsqu'arrive une dépression en provenance du Golfe de Gascogne. La situation est particulièrement dangereuse lorsqu'il y a coïncidence de l'occlusion de la dépression et de cette ascendance forcée. C'est alors que des pluies diluviennes, qui atteignent couramment 200 mm par jour, se produisent pendant un ou deux jours. Ce sont elles qui déclenchent les grandes crues, 2 ou 3 fois par siècle : les dernières ont eu lieu en 1958, en 1907 et en 1890. Les débits de pointe sont alors énormes car l'écoulement est très rapide sur les versants raides cévenols, aux roches imperméables, aux sols squelettiques et discontinus, à la capacité de rétention très faible. Une sécheresse préalable, en durcissant les argiles, joue un rôle nocif. C'est pourquoi ce sont toujours les crues d'automne les plus dangereuses. L'eau ruisselle alors intensément dans les talwegs élémentaires cévenols et même, sous la forme de filets instables, sur les espaces intermédiaires. La montée des crues est très rapide. On a noté, dans la région des Garrigues, une élévation de niveau de l'eau qui peut atteindre la vitesse de 1 m par heure sur les grands cours d'eau. Parfois, une véritable lame déversante parcourt la rivière en crue, formant un rouleau 0,6-1 m de haut. Tel fut le cas, en automne 1958, sur le Vidourle et sur la Cèze. Les pulsations de courant sont donc très fortes. Des cotes de 10 m ne sont pas rares dans le bas-pays. Dans la gorge du Gard, on a même relevé 17 m. Les dégâts causés par ces crues sont considérables, car elles sont suffisamment espacées pour que des populations imprévoyantes et promptes à la spéculation installent leurs demeures, leurs cultures et leurs ateliers dans la plaine inondable, dans le lit majeur épisodique. Mais ces crues sont courtes : même lors des plus violentes, en deux ou trois jours, les eaux rentrent dans leur lit.

Du point de vue morphodynamique, ce régime amène à distinguer dans les fonds de vallées :

a) Un lit mineur, à fond caillouteux, entaillé généralement dans la nappe périglaciaire du Quaternaire récent (Wurm), où transitent actuellement les galets. Il est du type à fond mobile, avec réaménagements mineurs des alluvions lors des crues annuelles et modifications



plus importantes lors des grandes crues, du type 1958. Dans ce dernier cas, il y a exagération des irrégularités du profil longitudinal avec excavation de mouilles profondes et abandon du matériel qui en a été extrait, sous la forme de seuils très accusés, immédiatement en aval. Ces mouilles descendent généralement bien en dessous de la base des matériaux en cours de transit et se creusent en bonne partie dans les formations périglaciaires de la nappe du fond de vallée. La preuve en a pu être donnée par l'étude lithologique. Ce lit mineur à fond mobile est délimité, dans les secteurs où il n'y a pas tendance à l'accumulation, par des berges en pente raide, colonisées par la végétation (arbres et arbustes), qui les défendent efficacement contre le sapement. Même lors de crues comme celle de l'automne 1958, elles ont subi peu de dommages. Il y a eu, certes, des affouillements importants en dessous du niveau d'étiage, notamment lors du creusement des mouilles, mais la crue a duré, selon la règle, trop peu de temps pour que les arbres basculent en grand nombre dans le chenal et soient emportés. Il s'en est fallu cependant de peu et on songe avec terreur à ce qui aurait pu se produire avec la formation d'embâcle de troncs flottants dans les arches des ponts. En de rares endroits, dans les gorges, le fond mobile s'interrompt et un lit rocheux jonché de galets apparaît. Ces secteurs sont courts. Dans le massif ancien, il s'agit essentiellement de barres isolées, généralement formées par des filons épais de quartz ou des pegmatites et aplites granitoïdes. Dans le calcaire, ils sont un peu plus longs et il arrive que la reprise d'érosion postglaciaire (7) ait été suffisante pour permettre l'entaille de marmites dans la roche en place, à un niveau nettement inférieur à celui de la nappe alluviale de la dernière période froide. Tel est le cas au débouché de la gorge de l'Hérault, probablement sous l'influence d'un soulèvement récent du bloc faillé du Causse de la Selle. Ces secteurs de lit rocheux sont rares et courts même dans les gorges. Ils forment moins de 1 % de la longueur du cours sur le Gard, environ 3 % du cours sur le Vidourle, un peu moins sur l'Hérault.

b) Un lit majeur périodique, qui ne se développe guère de façon nette que là où les cours d'eau ont tendance à l'accumulation, par exemple, le long du Gard entre la sortie du massif ancien et Dions. Il correspond aux surfaces inondées par les crues de probabilité annuelle. La submersion est assez fréquente pour décourager les emprises de l'homme et il n'est ni cultivé ni habité. Des friches ou des broussailles, voire parfois des plantations de peupliers, l'occupent. Lors des crues annuelles, il permet un certain étalement des eaux et contribue à écrêter les pointes de débit. Mais au point de vue morphodynamique, l'activité y est très faible. La rugosité due à la végétation y freine le courant, de sorte que les galets n'y pénètrent pas. Ils restent confinés au lit mineur. Un peu de sable et, surtout, des troubles, y arrivent et s'y décantent partiellement. En général, la baisse des eaux est trop rapide pour que l'accumulation ait bien le temps de se faire. C'est dans les prairies à buissons qu'elle est la plus importante, car le sable parcourt alors en suspension mécanique le lit majeur périodique où le courant n'est pas excessivement freiné. Dès que l'eau baisse, le matériel qui était en cours de transit est précipité. Aux environs de Dions, sur le Gard, nous avons pu établir, par les méthodes géomorphologiques, que depuis 1890, il s'était déposé, sur prairie, environ 1 m de sable aux abords du lit mineur. L'accumulation est due à toute une série de crues successives dont nous avons pu individualiser une dizaine. Mais la principale activité morphodynamique des lits majeurs périodiques se produit lors des crues bi ou triséculaires, comme celle de l'automne 1958. Des débits de pointe qui atteignent 4.000 à 6.000 m<sup>3</sup> sur l'Hérault, le Gard et la Cèze, permettent le charriage des galets en dehors du lit mineur partout où les berges ne sont pas trop hautes et pas trop escarpées, c'est-à-dire dans les secteurs à accumulation. Des bancs de galets et de sable sont alors mis en place dans le lit majeur périodique, recouvrant la végétation, lorsqu'elle n'a pas été arrachée au cours de la phase des coups de bélier de la montée des eaux. En attendant la prochaine crue du même type, ils sont colonisés de nouveau par la végétation et ne subissent plus qu'une lente accumulation sableuse lors des crues de fréquence annuelle. Les limites du lit majeur périodique sont généralement constituées par le bord de la nappe alluviale périgla-

(7) Il est bien entendu que la région n'ayant jamais été englacée, le terme est pris exclusivement dans son sens chronologique.



ciaire wurmienne là où les alluvions récentes ne sont pas trop abondantes. Dans les gorges, elles sont formées par le pied des versants. Des bancs de galets montant parfois à 5 ou 6 m, voire 10 m dans la gorge du Gard, au dessus de l'étiage y sont plaqués contre la roche en place ou accumulés sur des lambeaux de la nappe périglaciaire conservés dans des sinuosités. Plus la gorge est étroite, plus le modèle d'accumulation est contrasté. Des bancs très hauts, à front constitué par un talus d'accumulation subaquatique sont mis en place lors des crues bi-ou triséculaires dans les sinuosités des gorges, comme vers Russan sur le Gard ou St.-Etienne d'Issensac sur l'Hérault. C'est alors que les méandres encaissés fonctionnent à plein. Lors des crues annuelles, ils sont trop amples. Ils ont été façonnés, en effet, semble-t-il, lors des périodes froides quaternaires, lorsque des fontes des neiges brusques provoquaient plus fréquemment que de nos jours des crues dont le débit atteignait celui de nos crues bi-ou triséculaires actuelles.

c) Un lit majeur épisodique, constitué par les parties du fond de vallée qui ne sont inondées que lors des crues de fréquence bi-ou triséculaire. C'est là que se produisent les gros dégâts, car les populations y installent leurs cultures et bien souvent leurs villages. Ce lit majeur périodique tend à gagner en étendue au fur et à mesure que l'homme empiète sur le lit majeur périodique et en diminue le débit. Par exemple, à Sommières, le Vidourle est devenu de plus en plus menaçant au cours des siècles du fait que l'écoulement de ses grandes crues est entravé par l'obstruction, depuis le Moyen-Age, de la moitié des arches du pont romain. Remblais routiers et ferroviaires prévus, par suite d'économies mal conçues, en fonction des seules crues annuelles, constructions de toute sorte tolérées par un état dont la réglementation est trop exclusivement bureaucratique, barrages de moulins qui ne servent plus mais qu'on ne démolit pas gênent l'écoulement des grandes crues et font croître progressivement le lit majeur épisodique et, simultanément, les dégâts qu'elles y occasionnent. Du point de vue morphodynamique, ce lit majeur épisodique ne connaît pas une très grande activité. Les eaux y découpent la pellicule superficielle des sols, y abandonnent des corps flottants contre les obstacles, y creusent, exceptionnellement, quelques ravines lors de la décrue, y décantent un peu de troubles dans des dépressions mais la baisse des eaux est trop brusque pour que l'accumulation soit notable. Le lit majeur épisodique compte surtout par les destructions onéreuses que les grandes crues occasionnent à une région mal aménagée.

Cette présentation géomorphologique va nous permettre d'exposer maintenant les conditions de charriage des alluvions.

## 2. LES MODALITÉS DE CHARRIAGE DES ALLUVIONS

Les alluvions de lit mineur des rivières cévenoles sont essentiellement caillouteuses. Le sable y intervient uniquement sous la forme d'une matrice dont la granulométrie indique qu'il s'est mis en place comme une sorte de bouche-trou, entre les galets préalablement déposés. Quant aux troubles, même dans la matrice, ils sont exceptionnels. Ces caractères granulométriques, déduits de plusieurs centaines d'analyses portant sur des échantillons prélevés dans des conditions morphodynamiques soigneusement établies, sont significatifs. Ils nous indiquent que le comportement des diverses phases diffère fondamentalement.

a) La phase fine, constituée par les troubles emportés en suspension même avec un courant très faible (éléments limonaux et argileux, inférieurs à 50 microns) est transportée d'une traite depuis les versants où elle a été détachée par l'érosion pluviale, puis emportée par le ruissellement, jusque dans la mer. La configuration des bassins et, surtout, la violence des crues, est telle qu'elle n'est pas abandonnée en route. La rapidité de la décrue joue, à ce point de vue, le rôle essentiel. Elle ne laisse pas à la décantation le temps de se faire. Même entre les galets du lit mineur, le courant reste suffisant, en basses eaux, pour que l'eau qui percole n'abandonne pas les troubles en suspension. C'est ce qui fait que les sables de la matrice des cailloutis sont remarquablement lavés, beaucoup mieux lavés que ceux des rivières comme la Durance, le Guil ou l'Ubaye, où on rencontre toujours plus de 3% de limons et argiles. Dans les plaines inondables d'autres bassins où la décrue est plus lente et s'échelonne sur une période de 2

ou 3 jours au moins, surtout lorsque la végétation est plus touffue (prairies, buissons, fourrés), la décantation de fines est beaucoup plus importante. Elle donne naissance à des couches de limons de débordement qui sont caractéristiques, par exemple, des cours d'eau des Vosges ou du Bassin de Paris, sans parler des rivières tropicales où ce mécanisme joue un très grand rôle. La rareté extrême des troubles dans la matrice des alluvions de lit mineur des torrents cévenols s'explique, quant à elle, par les caractéristiques géomorphologiques des bassins. Les versants raides des Cévennes ont des sols minces et squelettiques, dans lesquels la fraction argileuse est peu développée. Il faut donc une averse importante pour que des troubles soient arrachés à ces sols en quantité notable. A ce moment, les cours d'eau gonflent immédiatement et un débit suffisant pour permettre l'évacuation de ces troubles jusqu'à la mer est réalisé. Lors des étiages, l'alimentation se fait surtout par les sources karstiques et il n'y a pas fourniture de troubles. Or c'est alors qu'une décantation pourrait se produire dans les interstices des cailloux du lit mineur. La teinte verte ou bleue des eaux nous montre que, à ce moment, elles ne contiennent guère de matériel en suspension. Au contraire, sur des rivières comme l'Ubaye et la Durance, dans le bassin desquelles les ravissements sont nombreux et où les berges abruptes entaillent généralement un matériel relativement riche en fines, un transport de limons et d'argiles, a lieu même en étiage, car il suffit d'une petite averse pour apporter des troubles au cours d'eau principal, ou du lavage des alluvions antérieurement déposées. Une partie de ces troubles se décante alors dans les interstices des matériaux plus grossiers prête à être reprise dès qu'ils seront affouillés ou lavés assez énergiquement. Ces observations ont leur importance pratique. En effet, elles nous indiquent qu'il ne faut pas se fier à la quasi-absence de la phase fine aussi bien dans le lit mineur que dans le lit majeur de nos torrents cévenols pour affirmer que ce sont des cours d'eau peu chargés en troubles. Ils en transportent, au contraire, des quantités importantes, quoique moindres que celles de la Durance ou de l'Ubaye par exemple. Dans les conditions morphodynamiques actuelles, leur évacuation immédiate et régulière est assurée jusqu'aux abords du littoral. Mais si l'on construit des barrages de retenue suffisamment profonds, ce matériel s'y décantera. La chose doit être prise en considération dans l'étude des projets et, notamment, dans les calculs de rentabilité.

b) La phase sableuse transite dans de bonnes conditions le long de nos cours d'eau. Cependant, son transport s'effectue suivant des modalités un peu différentes de celles des troubles.

La principale origine des sables se trouve, comme l'ont montré nos études de laboratoire, dans les sols et les formations d'altération des roches du massif ancien, surtout dans les granites pourris qui se sont élaborés avant la transgression liasique. Plus de la moitié des grains de sable montrant des traces de ferruginisation d'origine pédogénétique. Lors des fortes averses, un véritable décapage des sols se produit sur les versants, sous l'effet de l'érosion diffuse. Les talwegs élémentaires s'entaillent là où ils sont incisés dans les roches altérées. Les produits de désagrégation granulaire formés à la surface des roches nues sont balayés. La pente des talwegs élémentaires est suffisante pour que ce matériel continue son chemin directement jusqu'au cours d'eau principal qui l'emporte. Il n'y a pas d'abandon à l'arrivée dans le fond de la vallée principale sous la forme de cônes de déjections car la largeur du fond de vallée n'est pas suffisante. Un transit direct est donc assuré pour les sables, du moins ceux qui proviennent des Cévennes. En effet, dans les collines de l'avant-pays, l'érosion est intense dans les sols molassiques cultivés en vignes, mais les sables qu'elle arrache, malgré leur finesse, sont difficilement évacués jusqu'aux grands cours d'eau car le réseau de talwegs élémentaires est moins dense et les vallées des ruisseaux sont trop larges. Les matériaux arrachés aux versants sont abondonnés pour la plupart, sous la forme de colluvions sablo-limoneuses à leur pied. Seule une faible fraction des sables atteint les grands collecteurs. Même une partie des troubles est abandonnée dans les fonds des vallées secondaires. Une proportion beaucoup plus faible que dans la Cévenne du matériel érodé sur les interfluvies est ainsi incorporée aux alluvions des cours d'eau principaux. Le transit en direction de la mer est mal assuré et un important stockage se produit dans les vallées secondaires, où une reprise partielle a lieu lors de sapement ou de divagations du lit des ruisseaux. Cette reprise porte sur une faible proportion des matériaux

abandonnés et peut se produire avec un très grand retard, de centaines ou de milliers d'années. Elle ne prend un caractère massif qu'avec un changement de climat ou de couverture végétale modifiant fondamentalement la dynamique.

Par contre, l'évacuation vers l'aval des sables arrivant dans les lits des collecteurs principaux est bien assurée. Dans le lit mineur l'abandon momentané de grains de sable qui forment, à la décrue, la matrice des bancs de galets, porte sur de faibles volumes de matériel. D'ailleurs, l'immobilisation en est courte car il suffit d'eaux moyennes, comme il y en a pendant une bonne partie de l'année, pour que la migration de ces grains soit assurée. Grâce à des marquages radioactifs (8), nous avons pu montrer, sur l'Hérault, que des sables de 1 mm environ de diamètre étaient transportés lors des petites crues, telles qu'il s'en produit plusieurs fois par an. Le stockage dans le lit majeur périodique n'est pas non plus très volumineux et n'affecte qu'une petite partie des masses considérables de sable qui sont mises en mouvement par les fortes crues, de type annuel.

La principale différence avec le charriage des troubles réside donc dans le fait d'un transport discontinu, interrompu par des arrêts momentanés lors des basses eaux dans le lit mineur, beaucoup plus durables dans le lit majeur périodique et dans les lits majeurs des rivières secondaires. Selon les débits, la vitesse d'évacuation des sables vers l'aval est donc variable. En étiage, le transport est pratiquement arrêté. En eaux moyennes, il s'effectue par bonds, les grains de sable s'arrêtant lorsqu'ils sont pris au piège entre les galets ou dans les zones de calme entre les remous. Ils sont repris lorsqu'une crue vient déplacer les galets et modifie la microtopographie du lit. Lors des crues annuelles, le transit de sable est important et s'effectue sur de longues distances, en général sur plusieurs dizaines de kilomètres alors que les bonds d'eaux moyennes sont de quelques centaines de mètres ou quelques kilomètres au maximum. Lors des grandes crues, bi ou triséculaires, le transport est massif et rapide. Nous avons pu établir, par exemple, que la gorge de l'Hérault, à 6 km environ en amont de St.-Guilhem, des sables de 0,1-0,2 mm ont été emportés en suspension tourbillonnaire dans la masse d'eau jusqu'à 1 m au moins en dessous de la cote de crue maxima. Ces sables ont donc transité aisément à travers le lit majeur épisodique où de faibles quantités y ont été abandonnées localement à l'abri d'obstacles. Dans de telles conditions, les sables arrachés aux versants lors du début de la crue ont le temps d'être emportés au cours même de la crue jusque vers l'embouchure. Ils franchissent sans difficulté des barrages bas par dessus lesquels la lame déversante est suffisamment épaisse, comme celui du Moulin de Bertrand sur l'Hérault. Cet ouvrage, en effet n'apporte aucune perturbation dans l'évolution vers l'aval des spectres pétrographiques de sables de moins de 1 mm de diamètre.

Il importe, cependant, de souligner que, même à l'intérieur de la phase sableuse, des différences de comportement appréciables apparaissent en fonction de la dimension. Le maximum de mobilité est réalisé pour les grains de 0,1-0,2 mm, qui correspondent au minimum de la courbe de Hjulström (9). Emportés en suspension tourbillonnaire, ils sont évacués, lors des crues, dans des conditions peu différentes de celles des troubles, mais la mise en train du transport ne se produit qu'au dessus de seuils de débits plus élevés. Par contre, pour les sables grossiers, de plus de 1 mm, le cheminement est moins continu. Le transit ininterrompu n'a lieu que dans le lit mineur, plus près du fond, lors des crues annuelles. Dans le lit majeur périodique, le freinage par la végétation provoque un stockage. Entre les crues annuelles, en hautes eaux, le cheminement se fait par bonds. Le parcours de toute la longueur du cours peut ainsi demander, s'il n'y a pas stockage dans le lit majeur, des mois entiers, au lieu de quelques dizaines d'heures lors des grandes crues pour les sables fins emportés en suspension tourbillonnaire.

c) La phase caillouteuse transite beaucoup plus lentement, malgré une topographie exceptionnellement favorable (versants raides, cours d'eau au profil suffisamment régularisé et en

(8) Ces marquages ont été effectués en collaboration avec le Commissariat à l'Energie Atomique, qui a fourni les radioéléments et nous a prêté le matériel de détection. Que ses dirigeants veuillent bien trouver ici l'expression de nos remerciements.

(9) HJULSTROM (F), 1935 : Studies on the geomorphological activity of the rivers as illustrated by the river Fyris. *Bull. of the Geogr. Institution of the Univ. of Uppsala*.



forte pente) et un régime hydrologique permettant au transport de bénéficier d'un énorme potentiel énergétique lors des grandes crues.

Tout d'abord, le relais entre les versants et les collecteurs des fonds de vallées est beaucoup moins bien assuré. Du fait de leur masse, les galets ne peuvent être transportés le long des talwegs élémentaires ou des ruisseaux que tant que la pente reste forte. La diminution de cette pente à l'arrivée dans le fond de vallée interrompt souvent le transport, provoquant l'accumulation des débris sous la forme d'un cône de déjections. Ceux-ci sont rares dans les Cévennes, car les fonds de vallée sont généralement étroits. Mais la violence du ruissellement combinée à la résistance généralement élevée des roches à l'incision des talwegs fait que les talwegs élémentaires forment un réseau très dense mais sont très peu encaissés dans le versant, ce qui ne leur donne pas des débits élevés. Ils concourent assez peu, malgré la raideur du relief, à l'alimentation directe des cours d'eau principaux en débris grossiers. Le plus souvent celle-ci se fait par l'intermédiaire d'un relais, qui est la nappe alluviale de fond de vallée, sapée ou affouillée en mouilles par le lit mineur lors des grandes crues. Les torrents reprennent ainsi des galets qui étaient stockés là depuis la fin de la dernière période froide, depuis une dizaine de milliers d'années au moins. A cette époque, en effet, un ruissellement plus violent, souvent sur sol gelé et, surtout, la quasi-absence de végétation, facilitaient l'arrivée de grandes quantités de débris dans les fonds de vallées. Ils provenaient d'une fragmentation de la roche beaucoup plus intense que de nos jours du fait de la gélivation et les cours d'eau principaux n'arrivaient pas à évacuer tous les débris venant des versants, ce qui provoquait un ennoyage du fond des vallées. La majeure partie des galets actuellement transportés à cette origine, comme nous avons pu le montrer par nos analyses détaillées. Le transit direct depuis les versants ne porte que sur une fraction relativement faible du matériel. Il est alimenté par les talwegs élémentaires débouchant droit dans le torrent principal et par le sapement des éboulis et formations de pente du pied des versants là où le lit mineur vient les lécher, ce qui est le cas surtout dans les gorges.

Ces galets, hérités souvent d'une période de climat différent de la nôtre et repris alors après un long stockage, sont transportés de deux manières différentes, que mettent en lumière les analyses morphodynamiques :

- massivement, par paquets, sous l'effet des coups de bélier les plus violents provoqués par les pulsations majeures de la crue. C'est alors que s'excavent les mouilles profondes. Un tel matériel est peu trié et s'use mal au cours d'un tel transport. Lorsqu'il se dépose, les particules sont mal orientées.

- individuellement, par saltation des particules sous l'effet des pulsations mineures du courant. Les galets ainsi déplacés s'usent bien, se disposent d'une manière caractéristique (grand axe perpendiculaire au courant, plan principal relevé vers l'aval) lorsqu'il n'y a pas d'obstacles, sont triés car la saltation n'affecte qu'une fraction granulométrique étroitement définie.

Le transport par paquets, en vrac, n'a lieu que lors des très grandes crues, bi-ou triséculaires. Il semble particulièrement important lors de la montée des eaux et affecte surtout les secteurs où le lit mineur est de largeur irrégulière. Il est particulièrement dangereux pour les ouvrages d'art car il s'accompagne d'affouillement rapides et importants. Il semble qu'au cours de la crue de l'automne 1958, ce soit lui qui ait provoqué la destruction partielle du pont de Ners, par affouillement d'une des piles, occasionné justement par l'effet d'ajutage dû au pont lui-même. Il en serait de même du pont du Galeizon et de celui de Remoulins. Il apparaît que le transport par paquets ne s'effectue que sur de courtes distances, de quelques dizaines ou centaines de mètres. Il serait à l'origine de l'exagération brutale des dénivellations entre mouilles et seuils et, de la sorte, provoquerait la reprise par les grandes crues, des matériaux de la nappe périglaciaire de fond de vallée située à une cote inférieure à celle du fond du lit en eaux normales.

Le transport par saltation est beaucoup plus fréquent dans le temps et se produit dès qu'un certain seuil de débit est franchi. Sur le Gard, dans la gorge, il l'est par les crues annuelles. Celles-ci mettent en effet normalement en marche les galets de 4-6 cm et, exceptionnellement, des galets de 8-10 cm. Lors des grandes crues, la taille des matériaux affectés est plus grande.



Lors de l'automne 1958, dans le même secteur, les galets de 16-24 cm ont été couramment transportés de cette manière. Il semble que le processus ait alors déplacé des galets atteignant environ 40 cm. La saltation affecte essentiellement le lit mineur. Exceptionnellement, quelques galets isolés peuvent être projetés sur les prairies du lit majeur périodique par dessus la berge, mais le cas est très rare. Par contre, il arrive que des transports par paquets engravent, surtout là où le courant de crue recoupe une sinuosité du lit mineur, des surfaces assez importantes du lit majeur périodique. C'est ainsi que se mettent en place les bancs de galets des secteurs d'accumulation dans bien des cas. Bien souvent, la surface des amas alluviaux dus au transport par paquets est affectée par la saltation qui régence la couche supérieure du matériel. Sur les seuils tant que le courant reste suffisant, prédomine l'ablation, la prise en charge. Dans les nouilles, au contraire, le matériel tend à s'immobiliser. De la sorte, la saltation tend à atténuer les exagérations du microrelief du lit dues au transport par paquets. Elle a des effets durables surtout lors de la décrue et lors des crues trop faibles pour mettre en marche le transport par paquets.

Les deux mécanismes ont un caractère commun : leur lenteur. C'est elle qui fait que les galets, la «charge de fond», joue relativement peu dans le bilan des transports solides des cours d'eau. Le transport par paquets porte sur des masses de matériel relativement importantes, mais agit rarement et seulement sur de courtes distances. La saltation est plus fréquente, mais travaille, elle aussi, à faible distance et, de plus, n'affecte qu'un petit volume de matériaux. De la sorte, les galets étant sans cesse pris et abandonnés, repris et abandonnés à nouveau, le temps qu'ils mettent pour franchir le parcours entre les Cévennes et la mer appartient à l'ordre de grandeur géomorphologique. Il s'évalue par milliers d'années, peut-être même par dizaines de milliers d'années. Le transit est discontinu au point que les galets subissent des altérations en cours de transport qui éliminent les plus fragiles d'entre-eux. Dans les parties profondes du lit, ils se corrodent sous l'effet du contact permanent avec l'eau : le calcaire, quand il est peu abondant, se dissout, le granite se transforme en arène, les schistes en argile etc... Lorsqu'ils émergent en basses eaux, les galets sont soumis à la météorisation qui les fragmente. Ce sont ces processus, beaucoup plus qu'une abrasion mécanique somme toute fort réduite, qui usent les arrêtes des galets et, surtout, éliminent vers l'aval les roches les moins résistantes, concentrant corrélativement les autres. Ce phénomène est remarquablement décelé par le coefficient de concentration en quartz (rapport de la proportion de quartz à celle des autres galets issus des roches fournissant du quartz). Il passe, par exemple, pour les galets de 4-6 cm, de 0,06 à Alzon sur la Vis à 0,6 à Vissec en 12 km environ. L'abrasion ne pourrait expliquer une élimination aussi rapide des schistes. Sur l'Hérault, il passe de 0,09 à St.-Julien de la Nef à 0,25 à St.-Etienne d'Issensac, sur une vingtaine de kilomètres. Cette élimination des roches souffrant de l'altération ou de la météorisation est d'autant plus importante que le transport est plus lent, donc que la saltation l'emporte davantage sur le transport par paquets. En effet, elle n'affecte que les galets qui forment le fond du lit. Ceux qui sont enfouis sous plusieurs décimètres de matériel ne subissent ni la météorisation ni l'altération.

La lenteur du transport fait que les galets qui sont actuellement déplacés dans les lits sont partis du haut bassin il y a très longtemps et ont été en panne pendant des temps considérables, immobiles sur le fond du lit ou stockés dans les accumulations alluviales dont ils ont été repris lors d'une grande crue. Par exemple, de nos jours, les galets issus des Cévennes sont abandonnés par le Vidourle, progressivement, entre St.-Hippolyte du Fort et Orthoux, sur une distance d'une vingtaine de kilomètres, le long d'un secteur qui débute dès le bord du massif ancien. Ils sont remplacés par des matériaux repris à la nappe périglaciaire de fond de vallée. Il y a substitution de charge presque totale de la fraction caillouteuse dans ce secteur, alors que les sables provenant directement du massif ancien forment encore plus de 50% du total à Orthoux malgré le mélange dans les apports locaux de nature différente. La construction du barrage de St. Guilhem, il y a une trentaine d'années, dans la gorge de l'Hérault, n'a guère introduit de différences dans le spectre pétrographique des galets des alluvions actuelles. Il est presque le même en amont et en aval de l'ouvrage bien qu'aucun galet ne le franchisse. C'est que, en amont comme en aval du barrage, les galets charriés par l'Hérault ne proviennent pas directe-

ment du bassin versant, mais des alluvions périglaciaires de la nappe de fond de vallée qui existe même dans la gorge et des alluvions apportées par les crues antérieures à sa construction et qui ont, les unes et les autres, une composition sensiblement constante sur quelques kilomètres de distance. Les variations de spectre pétrographique des transports actuels résultent non du barrage, mais des différences de dosage des matériaux des deux origines.

*Une conclusion* se dégage de ces résultats. C'est l'énorme différence de durée dans le transport de la charge solide des cours d'eau en fonction de la taille des particules considérées. Pour les troubles, le transit s'effectue pratiquement à des vitesses peu différentes de celles de l'écoulement de l'eau elle-même. Pour les sables, le décalage devient déjà appréciable. Pour les galets, ce sont des durées géomorphologiques, intermédiaires entre le temps de l'ingénieur et celui du géologue, qui sont en jeu. Dans ces conditions, on comprend pourquoi les résultats obtenus sur les modèles réduits sont souvent difficilement transposables dans la Nature. Il n'est pas possible de réduire uniformément, en accord avec les exigences de la loi de similitude, un temps hétérogène, dont l'ordre de grandeur même varie suivant les particules considérées. A plus forte raison ne peut-on concilier les exigences respectives de la réduction des dimensions des particules, celles de la réduction des durées et celles de la conservation des propriétés mécaniques des alluvions. Le modèle réduit donne plus une image pédagogique des choses qu'une reproduction véritable dès que l'on applique aux problèmes complexes comme le comportement d'un cours d'eau. Est-ce à dire qu'on doive rejeter cette figuration analogique? Nous ne le pensons pas et les progrès de l'hydraulique nous montrent que nous avons raison. Mais il est nécessaire de n'utiliser les modèles réduits qu'à bon escient. Ils permettent, au prix des simplifications outrancières pour le naturaliste, de dégager des lois mathématiques. C'est sur eux que doit s'appuyer la mécanique des fluides. Mais pour transposer ces lois dans la nature, pour les appliquer de manière satisfaisante, il faut recourir à d'autres méthodes, qui reposent sur l'observation directe puisque les propriétés mêmes de la matière interdisent de réaliser une similitude correcte dès que l'on est en présence de cas complexes. Nous souhaitons qu'un perfectionnement rapide des méthodes qui ont abouties aux résultats que nous venons de résumer vienne résoudre cette difficulté. En tous cas, les observations directes dans la Nature aideront certainement à rendre plus adéquats les modèles réduits eux-mêmes lorsque ceux-ci peuvent être utilisés. Il nous semble que dans le domaine de la dynamique fluviale comme dans bien d'autres, le progrès s'effectue plus rapidement lorsqu'on recourt à des méthodes différentes mais orientées de manière convergente. Telle est l'idée qui nous inspire dans l'effort que nous avons fait au Laboratoire de Géographie Physique du Centre de Géographie Appliquée en vue d'aider les ingénieurs à résoudre de difficiles problèmes d'aménagement.

## BIBLIOGRAPHIE

### LA REVUE DE GÉOMORPHOLOGIE DYNAMIQUE

Fondée en 1950 par A. CAILLEUX et J. TRICART, la Revue de Géomorphologie Dynamique se consacre à l'étude de la dynamique externe du Globe, à l'analyse des processus qui façonnent lentement le relief. Elle accorde une place importante aux actions des eaux courantes, aux mécanismes d'érosion, de transport et de sédimentation, à la genèse des accumulations fluviales (deltas, plaines alluviales), aux phénomènes de ruissellement, naturels ou provoqués par l'homme.

L'orientation du périodique est résolument tournée vers la pratique et il s'est donné pour tâche de faire un pont entre la recherche universitaire et le travail des ingénieurs. Il est l'organe officiel de la Commission de Géomorphologie Appliquée de l'U.G.I. Il attache une très grande importance aux problèmes d'aménagement des cours d'eau.

La conception de la revue vise avant tout à l'utilité. On y trouve des articles généraux ou des monographies ayant un intérêt général, mais aussi, et c'est là une de ses originalités, des rubriques « techniques de travail » (où sont exposées, en détail des méthodes de recherche nouvelles ou peu connues), « idées de recherches » (où sont proposés des thèmes nouveaux de recherche), « documentation » (avec des comptes-rendus d'ouvrages soigneusement divisés en une analyse rigoureuse objective et une critique effectuée par un spécialiste particulièrement compétent et avec des fiches analytiques découpables).

Les articles sont en français, anglais ou allemand et toujours accompagnés d'un résumé dans un autre angle, généralement en anglais. Les légendes des figures sont toujours traduites dans la langue du résumé.

La revue est éditée en format in 4, abondamment illustrée, et paraît 6 fois par an, avec un total de 200 pages environ. Des numéros spéciaux sont consacrés, de temps à autre, à certains thèmes particuliers. Le dernier constitue le rapport de la Commission de Géomorphologie Appliquée et porte en grande partie sur des problèmes d'aménagement hydraulique (Delta du Sénégal, vallée du Guil dans les Alpes).

**Abonnements :** Editions SEDES, 5 pl. de la Sorbonne, Paris V<sup>e</sup> (Compte de chèques postaux Paris 1212.92). Pour 1961, le montant en est de 4 U.S.

Quelques articles parus dans la Revue de Géomorphologie Dynamique et intéressant particulièrement l'étude des fleuves :

J. TRICART : L'étude comparée de la composition lithologique des alluvions fluviales et de la nature lithologique du bassin, moyen d'analyse des systèmes d'érosion (1959, n° 1-2).

F. BOURDIER : Origine et succès d'une théorie géologique illusoire : l'eustatisme appliqué aux terrasses alluviales (1959, n° 3-4).

A. AMOR : L'érosion marine et les formations à galets dans l'estuaire du Ribadeo (Espagne septentrionale) (1958, n° 11-12).

L. BERTHOIS : Essai d'évaluation du tonnage des matières apportées en solution par les eaux de la Loire pendant l'année 1957 (1958, n° 9-10).

J.P. STRETTA : Délimitation des zones arides en Turquie (relations entre l'aridité et la morphogénèse) (1958, n° 7-8).

J. SOONS : Formes de vallées dans les Vosges (1958, n° 5-6).

A. PISSART : Les dépressions fermées dans la région parisienne. Le problème de leur origine (1958, n° 5-6).

J. TRICART : Division morphoclimatique du Brésil Atlantique central (1958, n° 1-2).

J. CORBEL : L'érosion chimique des granites et des silicates sous les climats chauds (1957, n° 1-2).

J. TIVY : Influence des facteurs biologiques sur l'érosion dans les Southern Uplands écossais (1957, n° 1-2).

R. BRUNET : L'érosion accélérée dans le Terrefort toulousain (1<sup>er</sup> examen) (1957, n° 3-4).

A. GUILCHER et BERTHOIS : Cinq années d'observations sédimentologiques dans quatre estuaires-émoins de l'Ouest de la Bretagne (1957, n° 5-6).

J. CORBEL : Hydrologie et morphologie du Nord-Ouest américain (1957, n° 7-8).

M. LANTIER : Un type d'évolution en pays calcaire : les gouffres de Thèmines (1957, n° 7-8).

J. TRICART : Une lave torrentielle dans les Alpes autrichiennes (1957, n° 11-12).

etc...



# III. PARTIE ADMINISTRATIVE

## III. ADMINISTRATIVE PART

### A) A. I. H. S.

#### 1. CALENDRIER- AIDE-MÉMOIRE

1. Colloque d'Athènes du 12 au 20 octobre 1961.

a) Présentation des résumés avec nom d'auteur et titre — avant le 1er février 1961.

b) Présentation des rapports complets. — avant le 1er juin 1961.

2. Colloque sur l'Erosion continentale (1962). Nous espérons pouvoir donner des précisions dans le prochain bulletin.

3. Colloque sur les fluctuations des glaciers actuels à Obergurgl (Tyrol) Autriche 1962. Détails en 1961.

4. Envoyer au rédacteur ou au secrétaire l'adresse du représentant national qui s'occupera *effectivement* du bulletin : avant le 20 janvier 1961.

#### 2. COLLOQUE SUR L'EVALUATION DES RESSOURCES EN EAUX SOUTERRAINES EN METTANT L'ACCENT SUR LES PROBLÈMES DE LA ZONE ARIDE

Le programme comprend les points suivants :

a) Considérations sur :

1) Observations hydrogéologiques sur la recherche des eaux souterraines.

### A) I. A. S. H.

#### 1. DIARY OF EVENTS — REMINDERS

1. Symposium at Athens, 12-20 October, 1961.

a) Delivery to Secretariat of summaries, each including author's name and title of paper — before 1 February, 1961.

b) Delivery to Secretariat of complete papers — before 1 June 1961.

2. Symposium on continental erosion, 1962. We hope to be able to give the details in the next issue.

3. Symposium on the variations of existing glaciers, at Obergurgl (Tyrol), Austria, in 1962. Details will be given in 1961.

4. Notification by each national committee to the editor of the Bulletin or the secretary of the Association of the name and address of the national representative who will promote the interests of the Bulletin vigorously — before 20 January, 1961.

#### 2. SYMPOSIUM ON METHODS OF EVALUATING RESOURCES OF UNDERGROUND WATER WITH EMPHASIS ON ARID ZONE PROBLEMS

The programme will consist of the following topics.

a) Considerations on:

i) Hydrogeological observations in the search for underground water.



2) Essais à faire au cours de la prospection des Eaux Souterraines.

b) Etude hydrodynamique des types rationnels de captage et recherches sur les moyens d'en accroître la durée de fonctionnement.

c) Hydrodynamique des captages s'influencent mutuellement.

d) Etude du mécanisme de l'alimentation des nappes aquifères pour arriver à une évaluation des ressources en eaux souterraines en y comprenant la recharge artificielle des nappes.

e) Etude et provisions des fluctuations des niveaux (ou des hauteurs piézométriques) et de la composition chimique des eaux souterraines au cours de leur exploitation. Procédés pour réduire ces fluctuations.

Endroit du colloque. Athènes du 13 au 20 octobre 1961.

#### *Quelques détails*

Les titres, noms des auteurs et un résumé devront nous parvenir au plus tard le 1<sup>er</sup> février 1961. Les textes complets avec leurs annexes parviendront au Secrétariat de l'A.I.H.S. avant le 1<sup>er</sup> juin 1961. Les annexes envisagées sont les figures, sur papier transparent, préparées pour la reproduction et le cas échéant (mais en nombre aussi réduit que possible) des photographies. Les textes ne peuvent dépasser 15 pages dactylographiées à double interligne. Les figures seront numérotées et porteront le nom de l'auteur au verso.

Les dirigeants des comités nationaux voudront bien faire examiner la valeur scientifique des communications présentées avant de les faire parvenir au Secrétariat de l'A.I.H.S. Ils refuseront les rapports publiés antérieurement. Un comité de sélection de la Commission des Eaux souterraines de l'A.I.H.S. choisira les rapports qui seront publiés en priorité.

Les communications arrivant au Secrétariat après le 1<sup>er</sup> juin 1961 ne seront pas présentées.

ii) Tests to be made during prospecting for underground water.

b) Hydrodynamic studies of the principles underlying the control of yield from wells and galleries and the means of increasing their effective life.

c) Hydrodynamic studies on the mutual influence of wells or galleries.

d) Study of the mechanism of the intake into aquifers to arrive at an evaluation of resources of underground water, including artificial recharge of aquifers.

e) Study and forecasting of fluctuations of the water table (or the piezometric levels) and of the chemical composition of underground water during its exploitation. Procedures to be used to reduce their fluctuations.

Place and data of the Symposium Athens. 13th. 20th. October 1961.

#### *Some details. —*

The title, author's name and summary of each paper should reach the Secretary of the International Association of Scientific Hydrology by the 1st. February, 1961, at the latest. The complete text of the paper with its accessories should reach him before the 1st June 1961. The accessories in question are the figures, drawn on tracing paper or cloth and ready for reproduction, also, should such be necessary, photographs, as few in number as possible. The text should not exceed 15 pages of double-spaced typescript. The figures should be numbered and each bear the name of the author on the reverse.

National committees should kindly examine the scientific value of each paper submitted before forwarding it to the I.A.S.H. secretariat. They should refuse those papers which have already been published elsewhere. A selection committee of the Groundwater Commission of I.A.S.H. will decide which papers shall be given priority in being published.

Papers reaching the secretariat after the 1st June 1961 will not be discussed at the symposium.

# PUBLICATIONS DE L'A. I. H. S.

encore disponibles

## I. COMPTES-RENDUS ET RAPPORTS

Publ. n° 3	— 1926 — Notes et communications	50 F	Belges
Publ. n° 6	— Rapports sur l'état de l'hydrologie	25	»
Publ. n° 7	— Id.	25	»
Publ. n° 8	— Id.	25	»
Publ. n° 9	— 1927 — Note et communications	50	»
Publ. n° 13	— 1930 — Réunion du Comité Exécutif	25	»
Publ. n° 14	— 1930 — Commission des Glaciers	25	»
Publ. n° 15	— 1930 — Rapports italiens : Stockholm	50	»
Publ. n° 17	— 1931 — Communications à Stockholm	50	»
Publ. n° 18	— 1930 — Réunion de Stockholm	25	»
Publ. n° 19	— 1931 — Etudes diverses	75	»
Publ. n° 21	— 1934 — Réunion de Lisbonne	50	»
Publ. n° 23	— 1937 — Réunion d'Edimbourg (Neiges et Glaces)	300	»

### *Assemblée d'Oslo 1948*

Publ. n° 28	— Résumé des rapports	25	»
Publ. n° 29	— Tome I — Potamologie et Limnologie	200	»
Publ. n° 30	— Tome II — Neiges et Glaces	200	»
Publ. n° 31	— Tome III — Eaux Souterraines	200	»
	Les 4 tomes ensemble	550	»

### *Assemblée de Bruxelles 1951*

Publ. n° 32	— Tome I — Neiges et Glaces	300	»
Publ. n° 33	— Tome II — Eaux Souterraines et Erosion	250	»
Publ. n° 34	— Tome III — Eaux de Surface	350	»
Publ. n° 35	— Tome IV — Symposia sur Zones Arides et crues	125	»
	Les 4 tomes ensemble	900	

### *Assemblée de Rome 1954*

Publ. n° 36	— Tome I — Erosion du Sol, Précipitations, etc.	300	»
Publ. n° 37	— Tome II — Eaux Souterraines	450	»
Publ. n° 38	— Tome III — Eaux de surface	425	»
Publ. n° 39	— Tome IV — Neiges et Glaces	375	»
	Les 4 tomes ensemble	1350	»

### *Symposia Darcy — Dijon 1956*

Publ. n° 40	— Evaporation	100	»
Publ. n° 41	— Eaux souterraines	250	»
Publ. n° 42	— Crues	300	»
	Les 3 tomes ensemble	550	»

### Assemblée de Toronto 1957

Publ. n° 43 — Erosion du sol — Précipitation	300	»
Publ. n° 44 — Eaux souterraines — Infl. Végétation — Rosée	300	»
Publ. n° 45 — Eaux de surface — Evaporation	300	»
Publ. n° 46 — Neiges et Glaces	300	»
Les 4 tomes ensemble	1100	»
Publ. n° 47 — Symposium de Chamonix, Physique du mouvement de la glace	300	»
Publ. n° 48 — Symp. Hannoversch Münden. Eau et Forêts	300	»
Publ. n° 49 — Symp. Hannoversch Münden. Lysimètres	150	»
Publ. n° 50 — Légende des cartes hydrogéologiques du Marve	50	

### Assemblée de Helsinki 1960

Publ. n° 51 — Eaux de surface	350	
Publ. n° 52 — Eaux souterraines	350	»
Publ. n° 53 — Erosion continentale, Précipitation, Evaporation sous presse	350	»
Publ. n° 54 — Neiges et Glaces	350	»
Publ. n° 55 — Colloque sur l'Antarctique	150	»

## II. BIBLIOGRAPHIE HYDROLOGIQUE

1934 (Egypte, France, Indes, Italie, Lettonie, Maroc, Pays Baltes, Roumanie, Suède, Suisse, Tchécoslovaquie, Tunisie, Pologne — en 1 vol. 100 F Belges

<i>Argentine</i>	<i>Pays-Bas</i>	<i>Japon</i>
début à 1954 — 25 FB.	1934 — 20 FB.	1935 — 20 FB.
	1935-1936 — 35 FB.	1936 — 10 FB.
	1937 — 20 FB.	
	1938-1947 — 30 FB.	
<i>Allemagne</i>	<i>Portugal</i>	<i>Maroc</i>
1936 — 25 FB.		1935-1936 — 10 FB.
1937 — 20 FB.		
1945-1949 — 30 FB.	1924-1954 — 40 FB.	
1950 — 30 FB.		
1951 — 35 FB.		
1952 — 35 FB.		
1953 — 35 FB.		
1954 — 35 FB.		
1955 — 40 FB.		
	<i>Afrique du Sud</i>	<i>Pologne</i>
	1940-1950 — 25 FB.	1935 — 20 FB.
		1936 — 25 FB.
		1937 — 20 FB.
		1938 — 20 FB.
		1945-1948 — 35 FB.
		1949 — 30 FB.
		1950 — 30 FB.
		1951 — 30 FB.
		1952 va paraître
		1953 — 30 FB.
		1954 — 30 FB.
		1955 — 30 FB.
		1955 — 30 FB.
		1956 — 35 FB.
		1957 — 35 FB.
<i>Egypte</i>	<i>Autriche</i>	
début à 1954 — 10 FB.	1934 — 10 FB.	
	1935 — 10 FB.	
	1936 — 10 FB.	
	1945-1955 — 30 FB.	
<i>Etats-Unis (+ Canada)</i>	<i>Bulgarie</i>	
1936 — 30 FB.	1935 — 10 FB.	
1937 — 30 FB.	1936 — 10 FB.	
1938 — 30 FB.	1937 — 10 FB.	
1939 — 30 FB.		
1940 — 30 FB.		
1941-1950 — 100 FB.		
1951-1954 — 60 FB.		
	<i>Espagne</i>	<i>Australie</i>
	1940-1950 — 25 FB.	
	1951-1952 — 10 FB.	1937 — 10 FB.

<i>Italie</i>	<i>France</i>	<i>Belgique</i>
1935-1936 — 20 FB.	1935-1936 — 25 FB.	1935 — 10 FB.
1937-1953 — 30 FB.	1937 — 15 FB.	1936 — 10 FB.
	1938 — 15 FB.	1937 — 20 FB.
	1946-1951 — 20 FB.	1938-1947 — 40 FB.
<i>Lithuanie</i>	1952 — 20 FB.	1948-1952 — 30 FB.
1935-1938 — 40 FB.	1953-1955 — 30 FB.	1952-1957 va paraître
<i>Danemark</i>	<i>Norvège</i>	<i>Tchécoslovaquie</i>
1937-1947 — 20 FB.	1940-1950 — 20 FB.	1935 — 25 FB.
		1936 — 25 FB.
		1937 — 25 FB.
<i>Esthonie</i>	<i>Suède</i>	1938 — 40 FB.
1936-1938 — 25 FB.	1935-1936 — 10 FB.	1939 — 35 FB.
	1937 — 10 FB.	1940 — 35 FB.
<i>Grande-Bretagne</i>	1939-1947 — 20 FB.	1941 — 30 FB.
1936-1937 — 20 FB.	1948-1952 — 15 FB.	1942 — 35 FB.
		1956 — 40 FB.
		1957 — 40 FB.
<i>Indes</i>	<i>Suisse</i>	<i>Yougoslavie</i>
1936-1952 — 60 FB.	1939-1947 — 30 FB.	du début à 1954-20 FB.
	1948-1952 — 30 FB.	
<i>Irlande</i>	1952-1954 — 30 FB.	
1934-1949 — 10 FB.		
	<i>Finlande</i>	<i>Hongrie</i>
<i>Lettonie</i>	jusque 1959 — 35 FB.	1945-1954 — 50 FB.
1934-1938 — 30 FB.		
	<i>Canada</i>	<i>Israël</i>
<i>U R S S</i>	jusque 1958 — 30 FB.	1945-1949 — 20 FB.
1954-1957 — 35 FB.	} en russe.	1949-1955 — 25 FB.
1957-1960 — 35 FB.		

### III. BULLETIN DE L'ASSOCIATION D'HYDROLOGIE

Ce bulletin paraît quatre fois l'an depuis 1956. Il comprend une partie réservée à l'information et une partie scientifique.

Prix de l'abonnement : 250 FB.

### IV. PUBLICATIONS DIVERSES

- |  |             |
|--|-------------|
| 1. Quelques études présentées à Washington 1939  | 50 F Belges |
| 2. Etudes présentées à la Conférence de la Table Ronde sur la possibilité d'utilisation des laboratoires d'hydraulique pour les recherches hydrologiques | 75 »        |
| 3. Crues de 1954 — 1 publ. autrichienne  | 40 »        |
| 4. Rapports de l'Inde au Symposia Darcy à Dijon  | 50 »        |
| 5. Classification décimale hydrologique en Pologne   | 25 »        |



# Forges de la Providence

Société anonyme au capital de 1.904 millions de francs

**SIEGE SOCIAL : MARCHIENNE-AU-PONT (Belgique)**

Capacité de production d'acier : 1.300.000 tonnes par an



## **USINES A MARCHIENNE-AU-PONT :**

Fours à coke, hauts fourneaux, aciérie Thomas, aciérie électrique, laminoirs, fonderies.

## **USINES A FONTAINE-L'EVEQUE (Belgique)**

Tréfileries.

## **USINES A REHON (Meurthe-et-Moselle, France)**

Hauts fourneaux, aciérie Thomas, aciérie électrique, laminoirs, fonderies.

## **USINES A HAUTMONT (Nord-France)**

Académie Martin, laminoirs, tôlerie, fonderies.



*Agence à PARIS : 14, rue de la Pépinière (VIII<sup>e</sup>)*

*Dépôts à BRUXELLES : 36, quai des Charbonnages*

*LILLE : 190, rue de la Bassée*



**La vente des produits de la Société est confiée en Belgique :**

**au Comptoir des Aciéries belges à Seraing**

pour le matériel de voie lourde;

**à l'Union Commerciale de Sidérurgie « UCOSIDER »,**

**60, rue Royale, à Bruxelles**

pour les autres produits sidérurgiques;

**aux Forges de la Providence, Division Tréfilerie, à Fontaine-l'Evêque**

pour les produits tréfilés;

**à l'Usine de Marchienne-au-Pont**

pour les sous-produits.

**WATER DEVELOPMENT CORPORATION  
CONSULTANTS IN GROUND-WATER HYDROLOGY  
WORLDWIDE**

Leonard C. HALPENNY  
President

3938 Santa Barbara Avenue  
Tucson, Arizona, U.S.A.  
Tel. : EAsT 6-1133  
Cable : WADEVCO, Tucson

**ON THE USE OF ANALOGY IN THE STUDY  
OF HYDROLOGIC PROBLEMS**

«A promising field of application for electronic computers involves the dynamic routing of water flow in drainage basins from the first raindrops to final torrents.

«Not only can analog machines aid in the generalized study of such problems, but more dramatically they permit simulation of vast river systems on a real time or accelerated basis, for flood prediction and water control purposes. Alternative storage operations may then be explored at will (especially on fast time) and the most effective, yet safe, operation be undertaken. Other uses of computers for hydraulic design and flood damage frequency analyses are also being explored.»

The above paragraphs are from the foreword to the section on «Computer Techniques in Hydrology» from *A Palimpsest on the Electronic Analog Art*, a collection of papers on the nature and applications of Electronic models. This useful book is available from Philbrick for \$ 1.15 postpaid.

Have you considered the application of Electronic Analog Computers to the solution of *your* problems? Write for the free Philbrick catalog.

**GEORGE A.  
PHILBRICK  
RESEARCHES, INC.**

**285 Columbus Avenue, Boston 16, Mass., U.S.A.**

**The Analog Way is the Model Way**

(41.182) Établissements Ceuterick, s.c., 153, rue de Bruxelles, Louvain  
Dir. L. Pitsi, 25, rue Dagobert, Louvain (Belgique)

PRINTED IN BELGIUM





